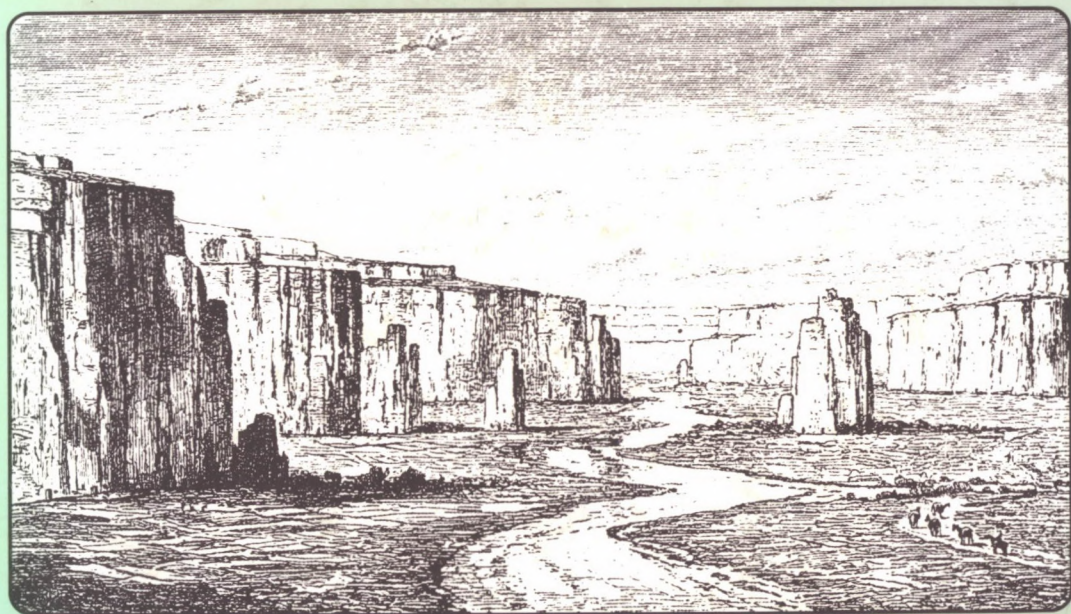


PÉCSI MÁRTON

NEGYEDKOR
ÉS
LÖSZKUTATÁS



AKADÉMIAI KIADÓ · BUDAPEST

**NEGYEDKOR
ÉS
LÖSZKUTATÁS**

ELMÉLET-MÓDSZER-GYAKORLAT

54.

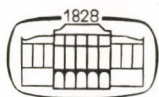
Az MTA Földrajztudományi Kutató Intézetének sorozata

Szerkesztette:

MAROSI SÁNDOR

PÉCSI MÁRTON

**NEGYEDKOR
ÉS
LÖSZKUTATÁS**



Akadémiai Kiadó, Budapest 1993

Lektorálta:

**BARISS MIKLÓS
RICHTER, GEROLD
SCHWEITZER FERENC**

Az angol nyelvű összefoglalót fordította:

LÓCZY DÉNES

Az ábrákat szerkesztette:

KERESZTESI ZOLTÁNNÉ

Az ábrákat rajzolta:

**KERESZTESI ZOLTÁNNÉ
MOLNÁR MARGIT**

A számítógépes szövegszerkesztést és tördelést végezte:

PORTÖRŐ LAJOSNÉ

LELEKESZTÉS
TÖRÖLVE 2013

| | |
|----------------------------|-------------|
| MTA Földrajztud. Kut. Int. | |
| KÖNYVTÁR | |
| LELT. | 44312 /1993 |
| HELY | N 6269 |

Hésh. mell.

TARTALOM

| | |
|---|----|
| BEVEZETÉS | 9 |
| 1. A KUTATÁS RÖVID ÁTTEKINTÉSE | 11 |
| 1.1. Monoglacialista és poliglacialista felfogások | 13 |
| 1.2. Negyedkori eljegesedések, a ciklikus klímaváltozások főbb magyarázatai | 14 |
| 1.2.1. Extraterresztrikus elméletek | 14 |
| 1.2.2. Terresztrikus elméletek | 14 |
| 1.2.3. Asztronómiai elméletek | 15 |
| 1.2.3.1. Adhémar J.F. és Croll J. eljegesedési elméletei | 18 |
| 1.2.3.2. Milanković M. és Bacsák Gy. jégkorszaki kalendárium | 19 |
| 1.3. Ciklusos klímaváltozások vizsgálati módszerei | 24 |
| 1.3.1. Paleontológiai vizsgálatok mélytengeri üledékekben | 25 |
| 1.3.2. Emiliani-féle oxigénizotóp sztratigráfia | 27 |
| 1.3.3. A paleomágneses módszer elterjedése | 29 |
| 1.4. Kísérletek a mélytengeri és a szárazföldi üledékek (lössök) párhuzamosítására | 34 |
| 1.5. Meddig tart még a jelenkori (holocén) interglaciális? | 39 |
| 1.5.1. Rövidtávú éghajlatingadozás és előrejelzése | 44 |
| 2. A LÖSZ ÉS ELTERJEDÉSE | 47 |
| 2.1. A löszfogalom és kritériumai | 47 |
| 2.2. A lösz elterjedése | 48 |
| 3. A LÖSZ ÖSSZETÉTELE | 53 |
| 3.1. A lösz szemcsemérete és szemcseeloszlása | 53 |
| 3.1.1. A szemcsenagyság és a szemcsealak jellemzése | 57 |
| 3.1.2. Eljárások a löszök szemcseeloszlás szerinti osztályozására | 61 |
| 3.1.2.1. Hahn Gy.-féle szemcsenagyság összetételi ábrázolás | 62 |
| 3.1.2.2. Szilárd J.-féle löszlitológiai osztályozás és nevezéktan | 62 |
| 3.1.2.3. A löszváltozatok osztályozása Ziangirov R.SZ. és Bükova V.SZ. szerint | 64 |

| | |
|--|-----|
| 3.2. A löszök ásványos összetétele | 65 |
| 3.2.1. Nehéz- és könnyűásványok | 65 |
| 3.3. A löszök kémiai összetétele | 69 |
| 3.3.1. Nyomelemek a löszben | 73 |
| 3.3.2. Ritkaföldfém-oxidok a löszben | 74 |
| 3.4. Mésztartalom | 76 |
| 3.5. Agyagásványtartalom a löszben | 85 |
| 3.5.1. Néhány vitás kérdés | 95 |
| 3.6. Szerves zárványok és életnyomok a löszben | 99 |
| 4. A LÖSZ LITOLÓGIAI TULAJDONSÁGAI | 113 |
| 4.1. A lösz színe | 113 |
| 4.2. A lösz szövete, a szemcsék egymáshoz illeszkedése | 114 |
| 4.3. Porozitás | 118 |
| 4.4. A löszök aggregátumtartalma | 119 |
| 4.5. Homok- és talajrétegek a löszben | 123 |
| 4.5.1. A homokrétegek a löszben eolikus vagy fluviális eredetűek-e? | 123 |
| 4.5.2. Lösz, homok és eltemetett talajok ciklikus váltakozása | 127 |
| 4.5.3. Vitás kérdések | 129 |
| 4.6. Egyidejű és utólagos elváltozások a löszben | 129 |
| 4.7. Gyakoribb eltemetett talajok | 133 |
| 4.7.1. Az eltemetett talajok rétegtani értékelésének vitás kérdései | 139 |
| 5. A LÖSZÖK EREDETE ÉS OSZTÁLYOZÁSA | 143 |
| 5.1. Általánosabb löszkeletkezési elméletek | 145 |
| 5.2. Richthofeni löszkeletkezési modell | 148 |
| 5.3. A "hideg lösz" és "meleg lösz" | 155 |
| 5.4. Kísérletek a lösz kvarcsezemcséi eredetének és lerakódásának magyarázatára | 157 |
| 5.4.1. Harmadidőszaki molasz, mint a medencebeli löszök ásványi anyagának egyik forrása | 161 |
| 5.5. Löszök és löszszerű képződmények osztályozása Európa löszterképén | 161 |

| | |
|--|-----|
| 6. LÖSZKRONOLÓGIA | 169 |
| 6.1. A lösz és a mélytengeri üledékek korrelációja | 172 |
| 6.2. Az izotópsztratigráfia és a löszsztratigráfia összehasonlításának néhány problémája | 178 |
| 6.3. Egyéb löszkronológiai problémák | 180 |
| 7. JELENTŐSEBB LÖSZ TÍPUSFELTÁRÁSOK KRONOLÓGIAI TAGOLÁSA | 187 |
| 7.1. A kremsi löszfeltárás (Ausztria) | 187 |
| 7.2. Červený Kopec (Csehszlovákia, Brno közelében) | 188 |
| 7.3. A Kärlich profil (Németország, Közép-Rajna-vidék) | 189 |
| 7.4. Bad Soden (Németország, Alsó-Majna-vidék) | 193 |
| 7.5. Achenheim (Franciaország, Elzász) | 193 |
| 7.6. A normandiai lösz | 195 |
| 7.7. Lublini-löszfennsík (Lengyelország) | 197 |
| 7.8. Paks, Közép-Duna-medence (Magyarország) | 202 |
| 7.9. Középső- és Alsó-Dnyeper menti löszfeltárások (Ukrajna) | 205 |
| 7.10. Ob menti löszfennsík, Elulino profil (Szibéria) | 207 |
| 7.11. Csasmanigari löszszelvény (Közép-Ázsia, Tadzsikisztán) | 208 |
| 8. FIATAL LÖSZÖK ÉS A PALEOGEOGRÁFIAI VISZONYOK VÁLTOZÁSAI | 213 |
| 8.1. A löszszelvények jelentősége az utolsó eljegesedés tagolásában | 213 |
| 8.2. Az utolsó eljegesedés ősföldrajzi változásainak rekonstruálási lehetősége a löszszelvények alapján | 214 |
| 8.3. Az utolsó glaciális kori löszök tagolási lehetősége az oxigénizotóp sztratigráfia figyelembevételével | 216 |
| 8.4. Milanković-féle besugárzási görbe és Bacsák-féle klímátípus kalendárium | 218 |
| 8.5. Az utolsó glaciális kori időskálák és a főbb löszfeltárások korrelálási kísérlete | 221 |
| 8.6. Következtetések | 235 |
| 9. A KÍNAI-LÖSZFENNCSŐ | 239 |
| 9.1. Jellegzetes felszínformák | 240 |

| | |
|---|-----|
| 9.2. A kínai lösz szemcseméretei | 244 |
| 9.3. A lösz rétegtani tagolása | 250 |
| 9.3.1. A kínai löszsorozat kronológiai értékeléseinek néhány problémája | 254 |
| 10. MAGYARORSZÁG LÖSZEI | 259 |
| 10.1. A főbb löszváltozatok regionális eloszlása | 259 |
| 10.1.1. Löszszerű képződmények az alföldi folyók alacsony hordalékkúpján | 259 |
| 10.1.2. Domságok és hegyláb felszínek löszei | 263 |
| 10.1.3. Hordalékkúpok és folyóvízi teraszok jellegzetes löszei | 265 |
| 10.2. A magyarországi löszök rétegtani tagolódása | 275 |
| 10.2.1. A fiatal lösz és eltemetett talajai | 275 |
| 10.2.1.1. A Dunaújváros-tápiószüli löszösszet | 278 |
| 10.2.1.2. Tentatív kronológiák a fiatal lösz alsó részére (Mende–basaharci löszösszet) | 278 |
| 10.2.2. Az öreg löszök és fosszilis talajaik | 283 |
| 10.2.2.1. A paksi összetlet felső része | 284 |
| 10.2.2.2. A paksi összetlet alsóbb része és a Brunhes-Matuyama határ (0,7 millió év) | 285 |
| 10.3. Lösz alatti szubaerikus formáció | 287 |
| 10.4. Következtetések | 290 |
| QUATERNARY AND LOESS RESEARCH (Summary) | 293 |
| Irodalomjegyzék | 335 |
| Tárgymutató | 364 |
| Táblázatok jegyzéke | 369 |
| Ábrák jegyzéke | 371 |

BEVEZETÉS

A 10 fejezetre tagolódo könyv részletes bevezető (1.) fejezete a jégkorszak kialakulásának okait, körülményeit, jelentőségét és a kutatómódszereket mutatja be a löszképződés szempontjából.

Három fejezet (2–4.) összehasonlító módon elemzi és értékeli a löszök elterjedését, fizikai, kémiai és ásványos összetételét, litológiai tulajdonságait, a löszrétegek közé eltemetett őstalajok, homokrétegek és a szerves életmaradványok szerepét a löszös rétegsorok kronológiai tagolása szempontjából.

Az 5. fejezet a löszök és löszszerű képződmények osztályozásával és a lösz- ill. kvarcsemcsék keletkezését magyarázó főbb elméletekkel és azok kritikájával foglalkozik.

A lösz és a benne eltemetett őstalajok egymással való ciklikus váltakozása kétségtelenül a jégkorszaki klímaváltozásokat tükrözi vissza. A ciklusok számáról, időtartamáról, a paleoökológiai körülményekről különböző magyarázatok, eltérő elméletek születtek. Ezek kritikája és felhasználási lehetőségük elemzése, értékelése a könyv visszatérően sarkalatos témája (6–8. fejezet). A könyvnek ezek a részei a negyedidőszak bonyolult kronológiai problémáinak bemutatása mellett kiterjednek az éghajlat, sőt a teljes földrajzi környezet regionális és globális változásainak rekonstruálásához szükséges elvek és módszerek értelmezésére. Mivel a szakirodalomban gyakran különböző pleisztocén időskálát vesznek alapul, ezért az oxigénizotóp- és a löszstratigráfiai módszerek, az abszolút kronológiai meghatározások alkalmazási lehetőségei együtt kerültek kritikai értékelésre.

Két esettanulmány (9–10. fejezet) a Kínai-löszfennsík és a Középső-Duna-medence löseit, többek között a lösz és a negyedkor kronológiai tagolási lehetőségeit veszi számba a legújabb elemzések eredményei alapján. Fontos konklúzió, hogy a felső- és középsőpleisztocén jeges és jégmentes klímaváltozások egymásutánjára, időtartamára a legmegbízhatóbb információt a MILANKOVIĆ-féle időskála, ill. az azzal való összehasonlítás nyújthatja.

A könyvben foglalt sokoldalú ismeretek korszerű szintézisét az oktatók, a témakört kutató geográfusok, geoökológusok, pedológusok, a környezetváltozás rekonstruálását elemző szakemberek és az egyetemi hallgatók is jól hasznosíthatják.

A műben összesített ismeretanyag jelentékeny része szerzőjének vendégprofesszori működése során egy-egy egyetemi szemeszter témája volt (2 órás speciális kollégium, ill. előadás az 1987/88. tanévben a Trieri Egyetem, továbbá 1990-ben a Bécsi Egyetem földrajzi-földtudományi oktatása keretében).

A lösz iránti széles körű érdeklődést, a löszök ismeretének fontosságát többek között két főbb körülmény motiválja.

a) *Egyrészt* a lösz nagyon elterjedt, laza kőzet, amely a kontinensek felszínének 10%-át borítja; nem csak termékeny talajokat hordoz, hanem évezredek óta hagyományos építési alapanyagul is szolgál. Épületalapozási szempontból azonban kedvezőtlen tu-

lajdonsága, hogy nedves állapotban tömörödik, üregesedik és rogyásra hajlamos. A mezőgazdasági földhasznosítás során pedig a löszön képződött talaj felszíne könnyen megsérül, helyenként gyorsan, pl. a Kínai-löszfennsíkon katasztrofális sebességgel és mértékben pusztul. Ennek ellenére a löszön képződött talajokon terem a világ gabonatermesztésének közel 80%-a. Ezek a körülmények is indokolják, hogy a "löszproblémával" a mezőgazdaságban a talajművelés és a növénytermesztés szakemberei, az építőiparban pedig az építmények biztonságát is szem előtt tartó tervező-alapozó mérnökök is állandóan foglalkoznak.

b) *Másrészről* a löszről – mint speciális ásvány- és kőzettani, földtani, földrajzi és talajtani képződményről, a róla alkotott, régóta vitatott keletkezéstörténeti magyarázatokról – társtudományok sorának elméleti szakemberei is hagyományosan és széles körben értekeznek.

Tudományos szempontból a löszproblémák közül a legszélesebb érdeklődés legújabbban a *löszrétegtan* iránt nyilvánul meg. A nagyobb löszvidékek vastag rétegsoraiban eltemetett őstalajok tucatjai, hajdan élő állatok, növények maradványai – rétegenként változó formákkal – megőrződtek, a fiatalabb löszrétegek között pedig egyre gyakrabban előkerülnek az ősember és kultúrájának emlékei is. Mindez biológusok, antropológusok, archeológusok és főleg paleontológusok nagy érdeklődését váltja ki és a kutatásban való közreműködésüket is igényli.

A löszrétegtan további szakmai érdeklődést is kivált, mert fontos és alapvető adatokat szolgáltat a negyedidőszak, ill. azon belül a pleisztocén ún. jeges és jégmentes ciklusos klímaváltozásokkal jellemzett földtörténetéhez, sőt régióként a pleisztocén kronológiai tagolásának vázát adja. Így a pleisztocén geokronológia fizikai és geokémiai módszereivel (C^{14} , TL, ThU, ESR, oxigénizotópia, magnetosztatigráfia stb.) foglalkozó szakemberek ma már egyre nélkülözhetetlenebb szerepet vállalnak a löszrétegtan finomításában, világméretű korrelálásában.

A könyv a fenti sokrétű kapcsolatok továbbfejlesztéséhez, megerősítéséhez, az együttműködések szorgalmazásához is újabb ösztönzést ad.

*

Megjegyzés:

A szövegben az idegen neveket magyar átirási mód szerint írjuk, kivéve, ha a szerző *más nyelven publikált, évszámmal hivatkozott* munkájára történik utalás. Ezért fordul elő a szövegben azonos szerző különböző írásmóddal (pl. MILANKOVIĆ ill. MILANKOVITSCH; VELICKO ill. VELICHKO, VELITSCHKO).

1. A KUTATÁS RÖVID ÁTTEKINTÉSE

A múlt század elején a földtörténeti események változásáról a geológiai gondolkodást a katasztrófaelmélet tanítása döntően befolyásolta. Az elmélet fő képviselője CUVIER G. (1769–1832) francia paleontológus volt. Szerinte a Föld története során ismételten és az egész Földre kiterjedően forradalmi változások, kataklizmák mentek végbe, amelyek éles határokat hoztak létre a földtani korok, ill. a földi állat- és növényvilág fejlődésében, az üledékképződésben egyaránt (CUVIER G. 1825).

Azoknak a hatalmas környezetidegen kőzetblokkoknak az eredetét (erratikus blokk), amelyeket az Alpok előterében és a Német–Lengyel-síkságon már a 18. században megfigyeltek és leírtak, különböző katasztrófikus folyamatokkal próbálták magyarázni. Egyesek heves vulkáni kitörésekkel, mások rohanó torrens vizekkel vagy iszapáramokkal értelmezték. A földtörténet e legutóbbi szakaszát és katasztrófikus folyamatát a bibliai özönvízzel hozták kapcsolatba és dilúviumnak – a „vízözön” latin nevééről – nevezték el, szemben az ezt követő allúvium (posztglaciális, vagy holocén) idősakkal.

Az „özönvíz elmélet” alkalmazója, SEFSTRÖM N.G. (1838) a „kőáradatot” Svédországból származtatta. A kőáradat az „őzok” mentén É-ről D felé szállította a kőzetblokkokat és törmeléket, miközben azok a Skandináv pajzs felszínét koptatták, letarolták, a Német–Lengyel-síkságon pedig felhalmozták.

A katasztrófa elméletre támaszkodó „özönvíz” magyarázatnak hosszabb időn át maradtak képviselői a geológusok, ill. természetvizsgálók között. Azonban LYELL C. (1797–1875) brit geológus már a 19. század első harmadában a „Geológia alapelvei” („Principles of Geology” 1833) c. alapvető könyvében elvetette a katasztrófa elmélet bármiféle értelmezését a földtörténeti események magyarázatára. Helyette az aktualizmus elvét (a HUTTON-féle uniformitarianizmust) állította előtérbe. Eszerint a földtani események sorozatát ugyanazon természetű és hatékonyságú folyamatok alakították a múltban, melyek ma is működnek.

LYELL C. az erratikus blokkok, vándorkövek, morénák keletkezését eleinte az úszó jéghegyek által szállított hordaléknak tartotta. Ez a magyarázat „drift elmélet” néven került az irodalomba. A drift kifejezés ma az angol nyelvhasználatban a gleccserhordalékokat foglalja egybe.

A jégkorszakról, ill. annak üledékeiről és formáiról, továbbá a negyedidőszaki éghajlat változásairól kialakult mai magyarázatok gyökerei a 18. és 19. század fordulójáig nyúlnak vissza. Svájci alpinisták ismerték fel először, hogy az Alpokban a gleccserek kiterjedése a mainál sokkal jelentősebb volt, a geológiai közelmúltban a hegység előterébe is kinyúltak. KUHN B.F. (1787) a mai jégmentes trogvölgyeket, morénákat, vándorköveket, gleccser karcolta sziklákat a gleccserek tevékenységével hozta kapcsolatba. A svájci hegymászók vezetője, PERRAUDIN J.P. és a vele szoros kapcsolatban együttműködő VENETZ-SITTEN J. (1833) wallisi erdőmérnök a „Svájci Természetkutatók Társaságá”-ban már a 18. század első harmadában hangoztatták, hogy az alpi gleccserek az elmúlt időszakban jelentősen megnöttek, majd visszahúzódtak. A gleccser

karcolatok, morénák és vándorkövek helyzetének a megfigyelésére alapozva CHARPENTIER J.G. (1835) az Alpok egészének negyedkori eljegesedési elméletét állította fel (KLEBELSBERG R. 1948).

A „jégkorszak” elnevezést először SCHIMPER K.F. (1837) müncheni botanikus alkalmazta, aki CHARPENTIER-rel együtt egy, a svájci Alpokban tett közös kirándulásuk során AGASSIZ L. svájci professzorral a helyszínen ismertették az alpi eljegesedési elmélet bizonyítékait. A múlt század közepéig AGASSIZ (1847) előadásaiban és írásai-ban az eljegesedési elméletet vitte győzelemre a LYELL-féle „drift elmélettel” szemben.

AGASSIZ elméletét az északi félteke egyidejű eljegesedéséről az „Étude sur les glaciers...” c. fő művében tette közzé (1847). LYELL 1840-ben még a drift teóriáját védelmezte, csak később fogadta el ő is az eljegesedési elméletet.

AGASSIZ-t 1846-ban a Harvard Egyetem (USA Massachusetts) hívta meg tanárnak, aki attól kezdve a modern negyedkor kutatást Észak-Amerikában vitte sikerre. Tevékenysége elismerésül az ő nevét örökítették meg az AGASSIZ-tó elnevezéssel.

Az eljegesedési elmélet azonban a különböző országok szakemberei körében csak hosszú évtizedek elteltével – részletkutatások eredményeként – vált általánosan elfogadottá. Az özőnvíz és a drift elmélet képviselői csak lassan adták fel álláspontjaikat.

Közép- és Észak-Európában, de más kontinens részekén is sok adat gyűlt össze a negyedkori képződményekről. Az Észak-Német-síkságon csaknem a középhegységek előteréig sok helyen előforduló vándorköveket először BERNHARD A. (1832) egyértelműen egy észak-európai nagy jégtakaró működésével értelmezte.

AGASSIZ túláltalánosított eljegesedési elmélete szerint az északi félteke kontinenseinek a nagy részét belföldi jég borította. CHARPENTIER J. (1841) szerint a jégtakaró nem volt teljesen zárt a kontinenseken. Az alpi jégsapkát a skandináviai jégtakarótól szélesebb jégmentes övezet választotta el. Szerinte az Észak-Német-síkságon nagyjában Ny–K-i irányba futó „törmelék vállak”, miként a balti „gátak”, gleccser végmorénákat képviselnek. A fenékmoréna vidékekről BRYCE J. (1833) a „drumlin” formákat (Észak-Írország) és a glaciális formák egész sorozatát ismerte fel. Különösen a svéd TORELL O. (1875) sorakoztat fel számos bizonyítékot a (pleisztocén) belföldi jégtakarók hatásáról.

A Brit-szigetekről RAMSAY A.C. (1862) és GEIKIE J. (1894) kutatásai és közleményei vezettek el az eljegesedési elméletnek az angol nyelvterületen is domináló elfogadásához.

Közép-Európában az eljegesedési elmélet uralomra jutásában kiemelkedő szerepet TORELL O., a Lundi Egyetem földtan professzora, majd később, 1871–1897 között a Svéd Földtani Intézet vezetője játszott. Nevezetes esemény volt 1875-ben a Német Földtani Társaság berlini ülése, amelyen TORELL igazolta a skandináviai belföldi jégtakaróról szóló elméletét. Bemutatta többek között azokat a gleccser karcolatos kőzetmintákat, amelyeket a Berlinhez közeli Rüdersdorf mészkőbánya környékén gyűjtött és drámai vitában győzte meg ellenzőit.

1.1. MONOGLACIALISTA ÉS POLIGLACIALISTA FELFOGÁSOK

Miközben a kutatók világszerte keresték a bizonyítékokat az eljegesedési elmélet alátámasztására, ill. más elméletek védelmezésére, újabb és újabb meglepő felfedezésekre bukkantak. Eleinte csak egyszeri nagyobb negyedkori eljegesedést tételeztek fel, de már a múlt század közepén felismerték a negyedkort jóval megelőző eljegesedések nyomait is.

A 19. század közepén a Vogézekben triász kori (Bundsandstein) glaciális kavicsokat, majd Elő-Indiában, Dél-Ausztráliában, Dél-Amerikában és Észak-Amerikában permokarbon rétegekből mutattak ki eljegesedési nyomokat. Sőt még régebbi, prekambriumi gleccser karcolatok kerültek elő Dél-Amerikából, Észak-Európából pedig moréna rétegek (ún. Sparagnit-formáció). A legrégebb eljegesedés maradványát, az eokambriumi morénát (tillit) először a Balti-pajzs prekambriumi alaphegységén találták, majd hasonló korúak kerültek elő Észak-Amerikából, Kelet-Kínából, Dél-Afrikából és Dél-Ausztráliából is (KAISER K. 1975, KLEBELSBERG R. 1948–1949).

Nem csak a negyedkort megelőző ismételt eljegesedések (eokambriumi-prekambriumi, ópaleozoikum, permokarbon stb.) nyomaira, hanem a negyedkoron belüli többszöri eljegesedésekre is gyűltek össze bizonyítékok.

Először VENETZ-SITTEN J. (1833) talált jelentős lignit telepet két moréna között, a Genfi-tótól délre. Ebből ismételt jégkori eljegesedésre következtetett. Ugyancsak a Genfi-tó déli partja mentén hasonló jelenség alapján MORLOT A. (1854) szintén meleg időszakokkal elválasztott jégkorszakokat tételezett fel. Ő alkalmazta a negyedkor („Quartaire”) fogalmát a jégkorszaki értelmezésben (EISSMANN L. 1974). A zürichi paleobotanikus HEER O. (1879) nevéhez fűződik a negyedkor poliglaciális szemléletének a megalapozása, aki az „interglaciális” megnevezést is bevezette. Több helyen több kutató hívta fel a figyelmet arra, hogy a glaciális morénák közé szenesedett tőzeges rétegek, löszrétegek és folyóvízi kavicsüledékek települnek. A Brit szigeteken az ismétlődő eljegesedésekre utaló bizonyítékokat GEIKIE J. (1894) tette közzé a „The Great Ice Age...” c. alapvető munkájában. Később pedig négy eljegesedést (*Scani, Saxoni, Polandi, Mecklenburgi*) és három interglaciálíst (*Norfolki, Helveti, Neudecki*) különböztetett meg. PENCK A. (1879) a Német-Lengyel-síkságon három skandináv jégtakaró előnyomulást tételezett fel.

Az e területre érvényes eljegesedések ma is használatos megnevezése és tagolása KEILHACK K.-tól származik. Ő alkalmazta először (1927) az *Elster, Saale* és *Weichsel* elnevezést, amelyet WOLDSTEDT P. a *Warthe* eljegesedés és *Brandenburgi, Frankfurti* és *Pomerániai* stádiumokkal egészített ki (I. KLEBELSBERG R. 1949).

Az Alpok térsége eljegesedésének mai tagolását PENCK A.–BRÜCKNER E. (1901–1909) részletes vizsgálatokon és számításokon alapuló három kötetes műben fektették le. A jégkorszakot négy jól kifejezett eljegesedésre – *Günz, Mindel, Riss* és *Würm* – tagolták, a hóhatár változások, kárfülkék, végmorénák és teraszok figyelembevétele alapján. Az észak-amerikai eljegesedéseket szintén négy glaciálisra, *Nebraskan, Kansan, Illinoian* és *Wisconsin* tagolták (CHAMBERLIN T.C. 1897).

Mindezek ellenére a monoglacialista felfogásnak még sokáig és sok híve maradt, többnyire az első világháborúig. A monoglacialisták szerint ugyanis a különböző korúaknak vett morénák például a mozgógleccser jegének kisebb-nagyobb oszcillációjaként is keletkezettek. Bár a monoglacializmus elvének századunk második felében is akadtak visszatérően védelmezői (KÁDÁR L. 1967, TROITSKYI S. L. 1975), a mai poliglacialista szemlélet főként abban különbözik a 20. század elején kialakult nézettől, hogy az eljegesedések számát (és együttes időtartamát) az újabb vizsgálatok megnövelni törek-szenek. A hideg glaciálisok és meleg interglaciálisok négyszeri váltakozását PENCK–BRÜCKNER kb. 600 ezer évre becsülték. Ma kb. 1,8–2,2 Ma-ig vezetik vissza abszolút kronológiai vizsgálati módszerekkel a többszöri szárazföldi, ill. hegységi eljegesedést okozó negyedkori lehűlési szakaszokat (1. táblázat).

1.2. NEGYEDKORI ELJEGESEDÉSEK, A CIKLIKUS KLÍMA-VÁLTOZÁSOK FŐBB MAGYARÁZATAI

Az eljegesedések, ill. az egész Földre kiterjedő ciklusos klímaváltozások okának magyarázatára sokféle elmélet született. Az elméleteket három nagyobb csoportba lehet sorolni:

1.2.1. EXTRATERRESZTRIKUS ELMÉLETEK

Sokan a Földön kívül végbemenő folyamatokban, jelenségekben keresték az indító okokat. Egyesek a Nap sugárzási energiájának a megváltozását, csökkenését, mások a kozmikus pornak egyenlőtlen eloszlását az űrben tették felelőssé a földi klímaváltozásokért. E feltevéseket nehéz bizonyítani. Nincs adat arra, hogy a napenergia kibocsátása a jégkorszakok alatt csökkent volna és arra sincs bizonyíték, hogy a napfolt tevékenység változása egyidejűleg sugárzási energia változással járna. Azon feltevés pedig, hogy a Föld keresztül halad valamilyen kozmikus porrézecszkékben koncentráltabb övezeten, egyesek szerint lehűlést, mások szerint felmelegedést okoz a Föld légkörében.

1.2.2. TERRESZTRIKUS ELMÉLETEK

Az e csoportba sorolható magyarázatok részben egyfajta, részben többféle földi tényezőnek a megváltozását tételezik fel a kezdeti klímaváltozás megindulásáért.

– A levegő CO₂ tartalmának megnövekedése esetén – egyes kutatók elképzelése szerint – az atmoszférában „üvegház-hatás” lép fel és ez földi méretű felmelegedést okoz.

A CO₂ megnövekedését a levegőben egyesek ismételt és erős vulkáni tevékenységre vezetik vissza.

Mások a vulkáni pornak a légkörben való tartós felhalmozódásával erősebb napsugárzás visszaverődésre és ezzel együtt légköri általános hőmérséklet csökkenésre következtetnek. A Krakatau vulkán 1883. évi kitörése idején észrevehető volt a napsugárzás csökkenése, amely a vulkáni por leülepedése után megszűnt. Nehéz azonban ilyen jelenség tartós és ciklikus negyedidőszaki ismétlődését bizonyítani.

– Több elmélet foglalkozott a tengeráramlások irányának megváltozásával, a tenger szintjének növekedésével, mint klímaváltozást okozó tényezővel.

– A Föld forgástengelyének, a pólusvándorlásnak, vele együtt a kontinens-vándorlásoknak is jelentős éghajlatváltozási szerepet tulajdonítottak. Így pl. a WEGENER-féle *kontinens-vándorlási elmélet*, melynek mechanizmusát újabban a globális lemeztektonikai elmélet tárta fel. Ezek az elméletek ma már ugyan tényszerűen bizonyíthatók, de a negyedidőszak során a kontinensek elmozdulása, az óceánok szétnyílása nem volt olyan ütemű, hogy ismétlődően eljegesedéseket okozzon.

– A *domborzatváltozás elmélete* a jégkorszak keletkezését értelmező magyarázatoknak többszöri visszatérő eleme. Első részletes megfogalmazója LYELL C. (1833) volt. Szerinte a földkéreg, ill. hegységrendszerek általános megemelkedése a felszín magasságának növekedése miatt a légkör hőmérsékletének csökkenését, ill. eljegesedést váltthatott ki. GEIKIE J. (1894) ezt a hatást cáfolta, a rövid negyedidőszak alatt olyan méretű és ütemű tektonikus emelkedések nem mutathatók ki a Földön, amelyek ismételt eljegesedéseket okozhattak volna. Ennek ellenére a későbbiek során is többen úgy érveltek, hogy egyes hegységek a jégkorszak alatt emelkedtek a hóhatár fölé és jegesedtek el.

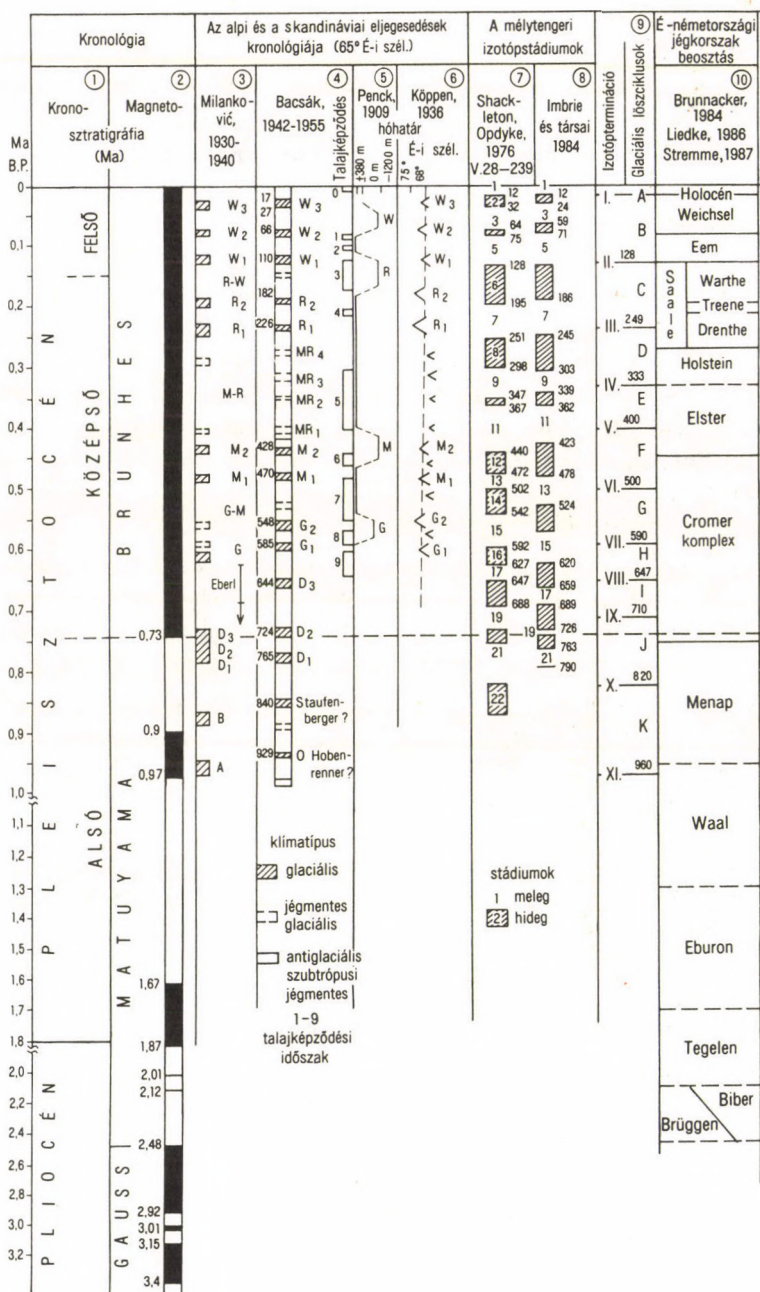
– Az *akkumulatív hatások elmélete* szerint a nagyobb méretű éghajlatváltozások a Földön létrejöhethető kis változások, tényezők összegeződése, a visszaható hatások halmozódása következtében is előállhatnak. Így például ha a hótakaró növekszik, a besugárzás visszaverődése (az albedo) is növekszik, a sarki jég terebélyesedik és ez önmagát hűtő folyamat. Változás azután következik be, amikor a jégtakaró túl terebélyessé válik és túl magassá nő. Eközben fölötte túl száraz hideg anticiklonális éghajlat kerül uralomra, amely a jégtakarót részben vagy egészben elemészti. A párák, humidus légtömegek újra bejuthatnak a poláris területre és a fenti mechanizmus kezdődhet újra. Ezek szerint nincs szükség speciális okok keresésére a jégkorszakok kialakulásának magyarázásához (DONN W.L.– EWING M. 1966).

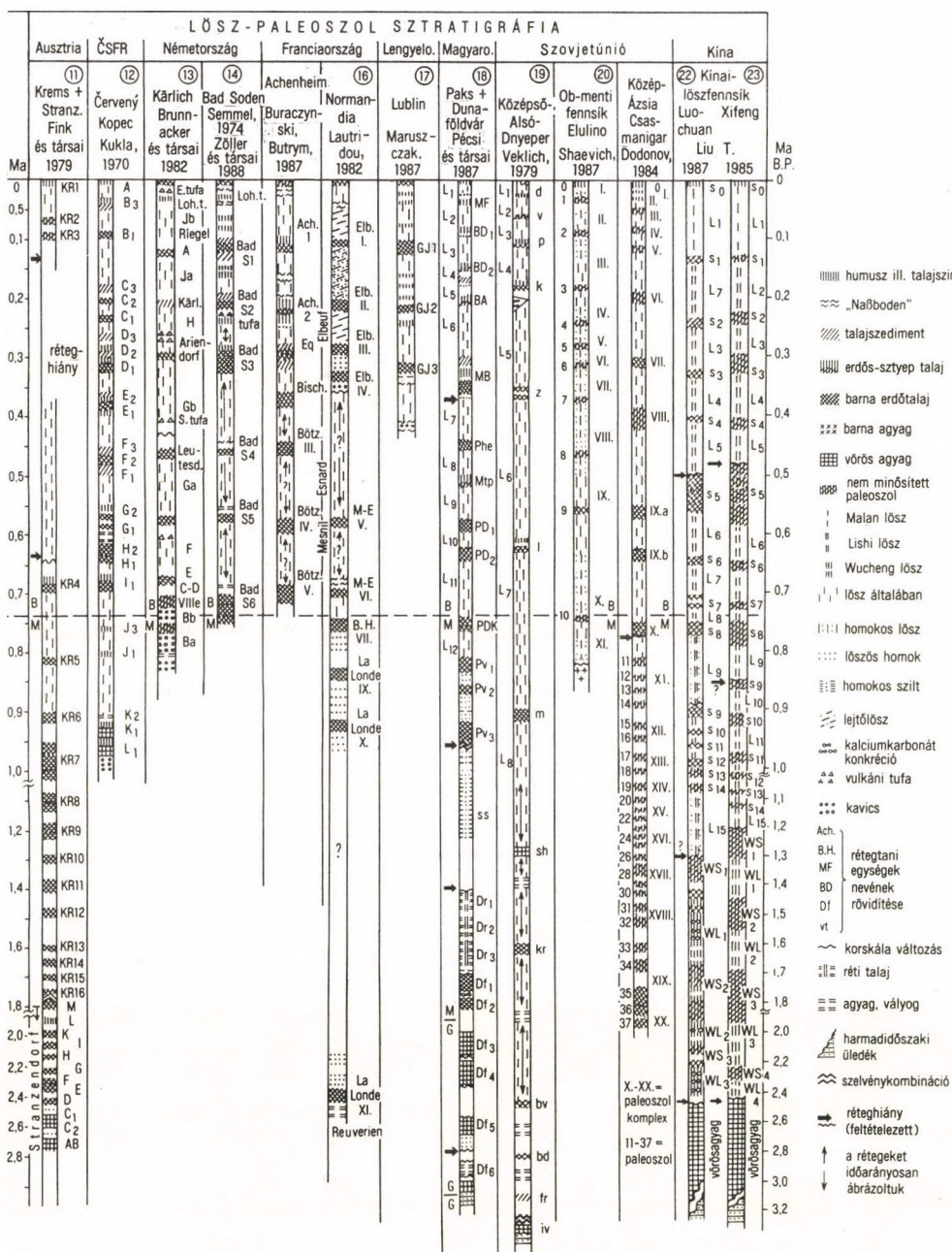
– Több újabb keletű magyarázat a terresztrikus és az extraterresztrikus elméletek jobban bizonyítható elemeiből szöveghozott kombinációt. Ezek közül legjobban megalapozottnak tűnik a *sugárzás- és domborzatváltozásokon alapuló elmélet*, amely csak a bizonyíthatóan változó elemek hatásával operál. Figyelembe veszi a napsugárzás ciklikus változása indoklásához az asztronómiai bizonyítékokat is.

1.2.3. ASZTRONÓMIAI ELMÉLETEK

A Föld néhány fontosabb pályaelemének (Föld forgástengelye, a földpálya excentricitása és precessziója) változása és ezek időben eltérő egymásrahatása – kombiná-

1. táblázat. Feltételezett korreláció a pleisztocén glaciális kronológia, a mélytengeri oxigénizotóp





ciója – révén a napsugárzás intenzitása ciklikusan és jelentősen változik, főként a Föld magasabb szélességi öveiben.

1.2.3.1. ADHÉMAR J.F. és CROLL J. eljegesedési elméletei

ADHÉMAR párizsi matematikus 1842-ben hangsúlyozta először, hogy a jégkorszakokat feltehetően a földpálya elemeinek a változásai okozták. A Föld pályája a Nap körül nem kör, hanem ellipszis. KEPLER kimutatta, hogy a Nap az ellipszis egyik fókuszában helyezkedik el. Ennek következtében az É-i féltekén a nappalok időtartama 168 órával hosszabb, mint a D-i féltekén. A D-i féltekén tehát a nyár 7 nappal rövidebb. Emiatt a D-i féltekén növekszik a hideg. Az eljegesedések azonban az É-i féltekén is előfordultak. ADHÉMAR ezt azzal magyarázta, hogy a Föld tengelyszögének elhajlása nem állandó. A Föld forgástengelyének vetülete az égbolton nem mindig ugyanarra a pontra esik. Ez a rotáció igen lassú és 26 ezer év alatt ír le a tengelye körül egy kört. Ennek az okát a Nap és a Hold vonzásával magyarázták. A földtengely precessziója okozza tehát a földpálya kardinális pontjainak (a tavasz-, nyár-, ősz-, télpontok) lassú elmozdulását az ellipszis alakú pálya mentén. A precesszió mozgása É felől nézve az óramutató járásával megegyezik (retrográd mozgás). Ezzel egy időben az ekliptika maga is forog ettől függetlenül, de sokkal lassabban az óramutató járásával ellenkező (direkt) irányban, ugyanabban a síkban. Ez a két mozgás eredményezi a napéjegyenlőségi pontoknak az eltolódását a Föld pályán. A teljes napéjegyenlőségi körmozgás időtartama 22 ezer év. Ma tehát a tél akkor kezdődik az É-i féltekén, amikor a Föld közelebb van a Naphoz. 11 ezer évvel ezelőtt a tél akkor kezdődött, amikor a Föld távolabb volt a Naptól. ADHÉMAR elmélete szerint a jégkorszakok tehát 20 ezer éves ciklussal váltakozhattak. Eszerint 11 ezer év egy fél ciklus. A jégkorszak tehát vagy az É-i, vagy a D-i féltekén következik be.

A skóciai CROLL J. fiatal filozófus volt, amikor ADHÉMAR 1842-ben „A tengerek forradalma” c. könyvében a jégkorszakok keletkezését a földpálya elemek ciklikus változásával hozta kapcsolatba. CROLL J. érdeklődését nagyon felkeltette az eljegesedések keletkezésének kérdése, mely őt egyre jobban a geológia művelése felé vonzotta. Úgy vélekedett, hogy csupán a téli és a nyári évszakok eltérő hosszának váltakozása az É-i, ill. D-i földgömbön nem okozhat eljegesedést.

Figyelembe vette LEVERRIER R.R. csillagásznak azt a megállapítását, hogy a földpálya excentricitása sem állandó, hanem lassan változik, melynek időtartama kb. 100 ezer év, ez idő alatt az orbitális excentricitás 0–6 % között változott.

A CROLL-féle jégkorszak elmélet szerint a nagyon elnyúlt ellipszis alakú földpálya állapot a felelős az eljegesedések létrejöttében. Ehhez ugyan figyelembe vette a precesszió hatását is, mégis inkább a földpálya excentricitása megnövekedésében látta a fő okot. A nagy excentricitású időszak alatt a besugárzás csökkenése télen szerinte elősegítette a hó erős felhalmozódását. Úgy vélte, hogy a kritikus évszak a tél, amely eljegesedést eredményez, hol a D-i, hol pedig az É-i féltekén. Számításai és értelmezései szerint az utolsó eljegesedés napjaink előtt 250 ezer évvel kezdődött és 80 ezer évvel

zárult. CROLL J. 1875-ben összegezte kutatásait „Éghajlat és idő” című könyvében. Elméletét széles körűen terjesztették, de sokan kételkedtek abban, hogy a földpálya excentricitás néhány százalékos növekedése lehetőséget teremthet a kontinentális eljegesedésre. A 19. század végére csaknem teljesen elfelejtették a CROLL-féle elméletet.

A századforduló évtizedeiben jelentős mértékben előrehaladt a jégkori üledékek szedimentológiai vizsgálata, osztályozása és relatív koruk meghatározása. De hiányzott egy abszolút kronológiai séma, amelyhez kapcsolni lehetett volna a jégkori üledékek és formák kialakulásának korát. A század elejére PENCK A.–BRÜCKNER E. (1909) a földtani, glaciálmorfológiai, paleobotanikai és archeológiai megfigyelési eredmények koradatai felhasználásával, becslés alapján készítettek egy korszaklát az eljegesedések egymásutánjának és relatív időtartamának meghatározására. A négy nagyobb alpi eljegesedési szakasz és a köztes interglaciálisok időtartamát mintegy 400–600 ezer évre becsülték.

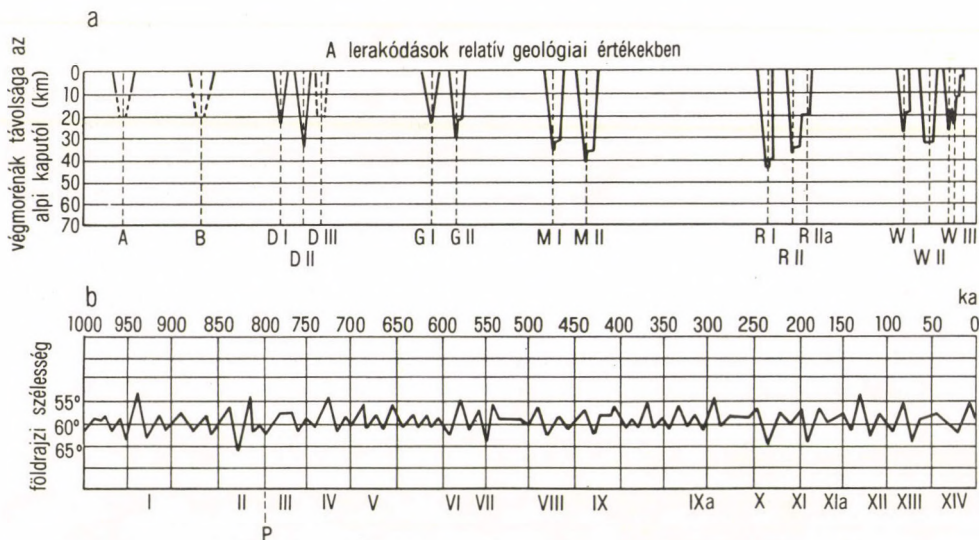
1.2.3.2. MILANKOVIĆ M. és BACSÁK GY. jégkorszaki kalendáriuma

A negyedidőszaki eljegesedések és ciklikus ismétlődésük okának a felderítése tulajdonképpen állandóan napirenden lévő, megoldandó feladat maradt. ADHÉMAR, CROLL és mások is feltételezték, hogy a földpálya elemeinek időbeli változása valamilyen kombinációban, ill. áttételeken keresztül hatással van a földi éghajlatváltozásokra, eljegesedések kialakulására. Számításaikhoz az ennek megfelelően változó elemeket azonban még nem ismerték fel.

A belgrádi egyetem matematika professzorát, MILANKOVIĆ-ot az alpi eljegesedések egymásutánjának PENCK–BRÜCKNER-féle sémája ösztönözte arra, hogy elődeitől eltérő megközelítéssel kísérelje meg az eljegesedések okát megadni és földtörténeti abszolút korukat kiszámítani, a földpálya elemek változásai, kombinációi alapján. MILANKOVIĆ három földpálya tényező – excentricitás, precesszió és forgástengely (1. ábra) változása – alapján számította ki a besugárzási görbe menetét (2. ábra). MILANKOVIĆ a sugárzási görbét a légkör külső felületére érkező nyári és téli félév radiációs-állandó értéke alapján az É-i félteke 50° és 75° szélességi köre között minden fokra kiszámította. Magáévá tette ugyanis azt a KÖPPEN-féle elvet, hogy az eljegesedések oka, ill. feltétele elsődlegesen a hűvös nyarak és az enyhe, csapadékos telek egymásutáni ismétlődése.

MILANKOVITSCH (1941) sugárzási görbéjének „hideg” csúcsai az elmúlt 600 ezer év alatt 9 alkalommal lépték át a „KÖPPEN-féle küszöbérték”-et, vagyis a 9 eljegesedési szakasz potenciális kronológiáját adta meg kalendárium szerű pontossággal. A három utolsó eljegesedést (25, 72 és 115 ezer évvel ezelőtt) a PENCK-féle Würm eljegesedéssel hozta kapcsolatba. A korábbi hat radiációs minimumot 3 párba sorolta, Riss, Mindel és Günz eljegesedésekkel párhuzamosította (3. ábra).

Számításai szerint a Föld tengelyhajlásának a váltakozása 41 ezer éves ciklust mutat. Ha a tengelyferdeség növekszik, akkor az évi besugárzás értéke 45°–90° szélességek között növekszik, viszont a 0°–45° szélességek között csökken. A tengelyhajlás



I. ábra. Az alpi eljegesedések görbéje EBERL B. szerint (a) és MILANKOVIĆ M. besugárási görbéje (b) (KLEBELSBERG R. nyomán, 1949)

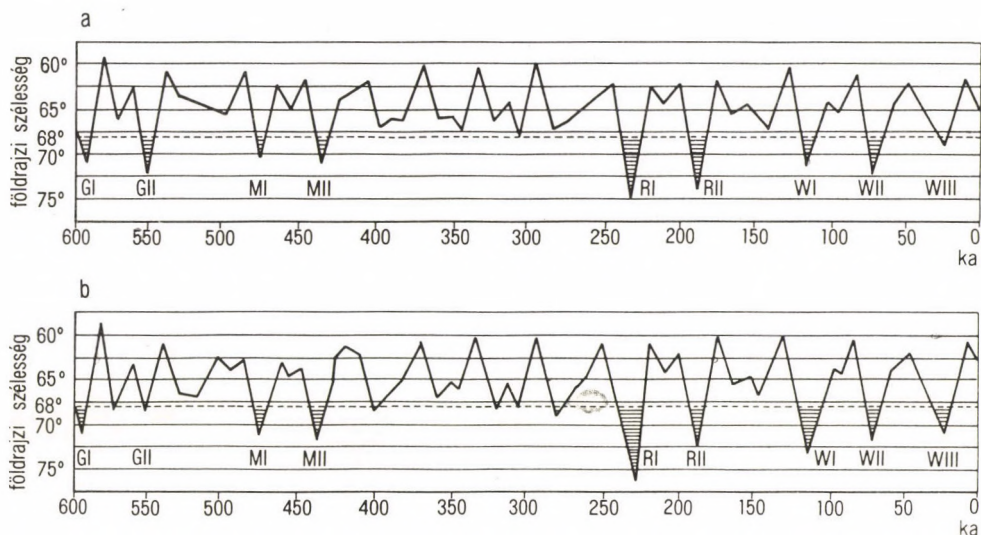
A = Ottebeueri kavics; B = Staufenbergi kavics; DI-III = Duna stadiálisok; GI, GII = Günz stadiálisok; MI-MII = Mindel stadiálisok; RI-IIa = Riss stadiálisok; WI-III = Würm stadiálisok; P = pleisztocén kezdete; I-XIV = besugárási minimumok; III-V = Duna glaciális; VI-IX, X, XI, XII-XIV = a kilenc besugárási minimum, melyeket azonosítottak a kilenc alpi eljegesedéssel (GI, GII; MI, MII; RI, RII; WI-WIII)

növekedése a nyári besugárzás növekedését és a téli besugárzás csökkenését okozza. Ezzel szemben a 21–22 ezer éves ciklusú precesszió és a kb. 100 ezer éves ciklusú excentricitás változásainak együttes hatása a pólusokra kicsinek, az Egyenlítő felé haladva növekvőnek bizonyult.

MILANKOVIĆ főként a 9 glaciális szakasz korának és kialakulásának értelmezésével foglalkozott, kevesebbet törődött az interglaciálisok, ill. interstadiálisok alatti események minősítésével.

PENCK A. jégkorszak-felosztása (3. ábra) látszólag nem egészen egyezett MILANKOVIĆ kilenc eljegesedési szakaszával. PENCK kételkedését fejezte ki MILANKOVIĆ jégkörtörténeti kalendáriumával szemben. Szerinte, ha a földpálya elemek változása okozná az eljegesedéseket, akkor a harmadidőszak során és korábban is kellett volna eljegesedéseknek lennie. A Föld pályaelemeinek változása ui. feltehetően korábban is hasonló volt.

BACSÁK GY. (1940, 1942, 1955) MILANKOVIĆ védelmében – a PENCK-féle kételkedés feloldására – kimutatta, hogy a pliocénben is voltak glaciális kilengések, radiációs minimumok, de ezek a KÖPPEN-féle küszöbértéket nem érték el.



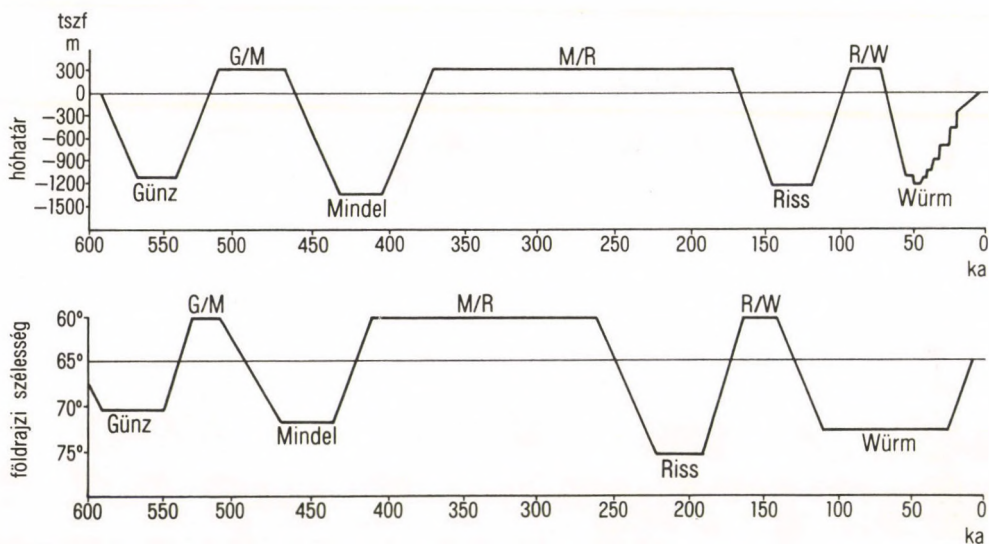
2. ábra. Besugárzási görbék KÖPPEN W. (a) és MILANKOVIĆ M. (b) szerint

A nyári besugárzás menete a pleisztocénben a 65. fok északi szélességre vonatkoztatva; a 68. szélesség (szaggatott vonal) a KÖPPEN-féle küszöbérték, melyet az MII és a RI eljegesedések között a belföldi jégtakarók nem léptek át, így számottevő belföldi jégsapka nem alakult ki. Az alpi gleccserek sem nyomultak ki a hegységi előtérbe

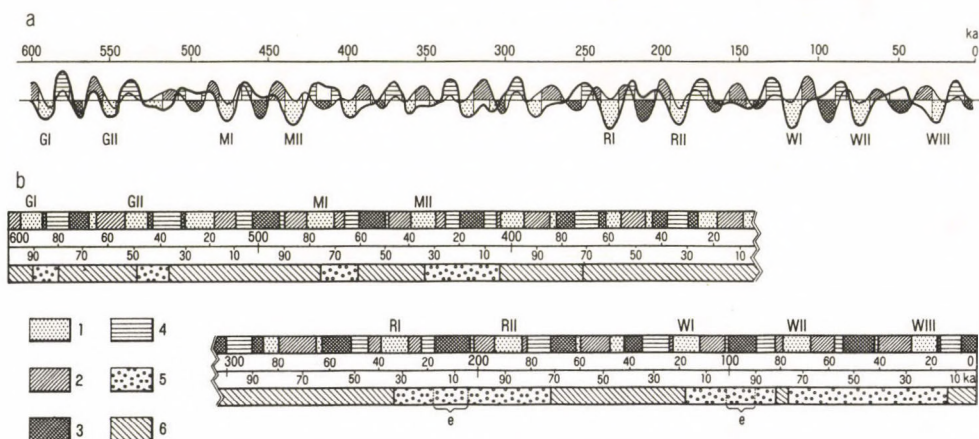
Később BACSÁK GY. mutatta ki, hogy az interglaciálisok éghajlata nem volt egységesen meleg, sőt egyes interglaciálisokban kisebb eljegesedések is voltak. Ugyanakkor azt is hangsúlyozta, hogy az egyes jégtakarók kronológiai időtartama nem esik egybe a radiációs minimummal, az ún. glaciális hőmérséklet lehűléssel. A jégtakaró pusztulása is eltolódik a meleg kilengés kezdetéhez viszonyítva néhány ezer évre (4. ábra, 2. táblázat).

BACSÁK GY. csillagászati számítások alapján azt is kimutatta, hogy a Föld egyes pályaelemeinek változása időben nem konstansan ment végbe. Ez eredményezte azt, hogy a radiációs minimumok 600 ezer év előtt a KÖPPEN-féle küszöbérték alatt maradtak. Az Alpokban azonban néhányszor magashegységi eljegesedést okoztak. Szerinte e korai magashegységi eljegesedések mégsem tudtak olyan éghajlati forradalmat okozni, amely a földövek lényeges eltolódását eredményezte volna. BACSÁK (1942, 1955) EBERL B. és a PILGRIM-féle csillagászati táblázat alapján a (600 ezer évnél idősebbnek vett) pliocénben, sőt a miocénben is feltételezett eljegesedéseket az Alpokban.

BACSÁK nem csak igazolta MILANKOVITSCH (1930) elméletét a negyedkori eljegesedésekre vonatkozóan, hanem tovább is fejlesztette, főleg annak hiányosan magyarázott elemeit egészítette ki. BACSÁK jeges, ill. jégmentes szakaszai nem csupán és



3. ábra. A négy jégkorszak menete a pleisztocénben PENCK A. (a) és MILANKOVIĆ M. (b) szerint
A kilenc besugárzási minimumot négy jégkorszakká egyesítették. MILANKOVIĆ M. görbéje az északi fél-
teke 65. szélességére vonatkozik



4. ábra. (a) A BACSÁK-féle klímatípusok sorrendje, erőssége, időtartama a pleisztocénben. (b) E klímatípusok sorrendjének és tartamának összehasonlítása (időtengely felett) az eljegesedett, ill. jégmentes időszakok menetével (időtengely alatt). (BACSÁK GY. 1940, 1942)

Vastag vonal = nyári félév klímagörbéje; vékony vonal = téli félév klímagörbéje; 1 = glaciális; 2 = szubarktikus; 3 = szubtrópusi (óceáni); 4 = antiglaciális (kontinentális) klímatípus; 5 = eljegesedett időszak (glaciális); 6 = jégmentes időszak (interglaciális); e = eljegesedett időszakban kialakult erdei klíma a periglaciális övön (l. még a táblázatot). BACSÁK szerint a klímatípusok egymásutáni sorrendje alapján a GI és a WIII között kilenc alkalommal volt lehetőség erdőtalaj képződésre. A leghosszabb időn át tartó erdőtalaj képződésre a lehetőség a R-M interglaciális során volt (kb. 400-240 ka között)

nem is egyszerűen csak meleg, ill. hideg időszakok váltakozását jelentik, hanem négyféle klímátípus változást is kimutatott. Újabban BARISS M. (1989) BACSÁK klímátípusait klímakilengésfajtáknak nevezte és jellegüket újra értékelte.

BACSÁK (1940) szerint:

- 1— glaciális
- 2— antiglaciális
- 3— szubtrópusi
- 4— szubarktikus

BARISS (1989) szerint:

- erősen óceáni
- erősen kontinentális
- enyhén kontinentális
- enyhén óceáni

Ezek a klímátípusok 85 alkalommal váltakoztak egymással, meghatározható sorrendben az utolsó 600 ezer év alatt, de ezek váltakozását egy millió évre visszamenően is meghatározta a PILGRIM-féle táblázat alapján. A kisebb interglaciálisokban 4-5 klímátípus, a Mindel-Riss interglaciális alatt pedig 29 egység váltakozását adta meg (4. ábra, 1. táblázat) klímátörténeti kalendárium szerint. BACSÁK kiegészítéseit MILANKOVIĆ elismerte.

Nem szabad figyelmen kívül hagynunk, hogy az eljegesedések okát magyarázó számos terrisztrikus elmélet között egyes földi tényezőknek a hatásával akkor is számolni kell, ha negyedkori földtörténeti események vázául a földpálya elemek változásának időkeretét tartjuk elsődlegesnek.

MILANKOVIĆ elméletét az eljegesedések okának magyarázatáról és azoknak abszolút kronológiai datálásáról eleinte csak a klimatológusok fogadták el (KÖPPEN—WEGENER 1924, BACSÁK GY. 1940, 1942) és védelmezték. A csillagászok kritizálták, a geológusok is csak elvétve alkalmazták a jégkorszaki üledékek tagolásához. A BACSÁK GY. által védelmezett és tovább fejlesztett elmélet kronológiai kereteit az ötvenes évek közepéig főleg a negyedkorkutatók alkalmazták, a lösz-őstalajsorozat tagjainak a glaciális, ill. interglaciális szakaszokkal való párhuzamosítására (SCHERF E. 1936, BULLA B. 1938, ÁDÁM L. és társai 1954, BARISS M. 1954, KRIVÁN P. 1953, 1955, MIHÁLTZ I. 1953). KRIVÁN P. kísérletet tett az irányban, hogy a BACSÁK-féle klímátípusokkal azonosítsa a paksi löszfeltárás egyes rétegeit. Ezzel a lösz-sorozatban nem csak az őstalajok, hanem a lösz változatok, homokrétegek képződési körülményeinek is meghatározott paleogeográfiai értelmezést kívánt adni (5. ábra).

Az ötvenes évek közepétől a MILANKOVIĆ- és BACSÁK-féle jégkorszak tagolás egy időre háttérbe szorult, bár FAIRBRIDGE R.W. (1968) a „Geomorfológiai enciklopédiá”-jában az eljegesedések és az interglaciálisok abszolút korát elsősorban MILANKOVIĆ és BACSÁK számításaira alapozta (I. FAIRBRIDGE R.W. 1968, 923. o.). Az érdeklődés azonban a radiokarbon-, a pollenanalízis, majd a paleomágneses kordatálás, a mélytengeri izotópsztratigráfia, a foraminifera sztratigráfia és más, abszolút kronológiai elemzés felé fordult. A kutatások során egyre több adat gyűlt össze arra vonatkozóan, hogy az eljegesedések, ill. hideg klímazakaszok 600 ezer évnél jóval korábbi időre is (kb. 2–3 millió évre) visszanyúlnak (BERGER A. 1978). Ez utóbbi megfigyelések jó ideig ellentétben látszottak állni a csillagászati elmélettel.

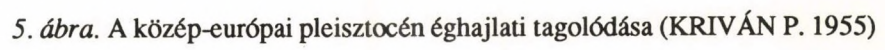
2. táblázat. A pleisztocén legfontosabb klímakilengései és azok nyári és téli amplitúdói (eltérés a pleisztocén átlagtól) + 55° szélességre (BACSAK GY. 1940, átdolgozta BARISS M. 1954a, b).

| Tetőzési időpont (a B.P.) és szoláris klímátípus | Időtartam (a) | Amplitúdók (matematikai egységekben) | | Tetőzési időpont (a B.P.) és szoláris klímátípus | Időtartam (a) | Amplitúdók (matematikai egységekben) | |
|--|---------------|--------------------------------------|----------------|--|---------------|--------------------------------------|----------------|
| | | Q _s | Q _w | | | Q _s | Q _w |
| 1 800 st | 5 700 | — 136 | 154 | 280 000 g | 8 500 | — 395 | 350 |
| 11 100 a | 10 600 | 438 | — 367 | 292 700 a | 10 400 | 554 | — 493 |
| 22 100 W III | 9 500 | — 456 | 375 | 305 000 g | 4 000 | — 387 | 368 |
| 32 700 sa | 12 000 | — 46 | — 22 | 313 400 sa | 10 300 | — 139 | — 201 |
| 47 100 st | 13 700 | 107 | — 31 | 323 300 g | 7 500 | — 393 | 364 |
| 55 000 a | 3 100 | 76 | 62 | 332 800 a | 8 800 | 413 | — 357 |
| 60 600 sa | 9 500 | — 139 | — 157 | 374 000 a | 10 000 | 405 | — 349 |
| 71 800 W II | 11 200 | — 546 | 473 | 299 200 g | 9 400 | — 331 | 271 |
| 85 000 a | 7 500 | 468 | — 423 | 410 000 a | 5 600 | 214 | — 160 |
| 94 000 st | 11 500 | 187 | 268 | 424 000 a | 6 800 | 235 | — 209 |
| 105 100 sa | 10 400 | 187 | — 267 | 435 000 M II | 10 300 | — 529 | 440 |
| 116 100 W I | 11 400 | — 644 | 569 | 444 000 sa | 9 000 | 207 | 251 |
| 127 700 a | 11 200 | 529 | — 471 | 454 800 st | 11 700 | — 216 | 286 |
| 145 000 g | 5 500 | — 234 | 194 | 465 000 a | 6 000 | 481 | 475 |
| 152 200 sa | 12 300 | 138 | — 190 | 475 600 M I | 10 400 | — 601 | 556 |
| 164 300 st | 10 200 | — 248 | 282 | 486 100 sa | 8 000 | 339 | — 360 |
| 175 000 a | 9 800 | 528 | — 482 | 497 100 st | 11 100 | — 145 | 170 |
| 187 500 R II | 10 800 | — 643 | 588 | 537 800 a | 11 500 | 429 | — 387 |
| 198 500 sa | 8 900 | — 399 | — 431 | 550 000 G II | 7 900 | — 479 | 459 |
| 209 600 st | 12 000 | — 344 | 326 | 559 000 sa | 10 500 | 365 | — 414 |
| 220 000 a | 5 400 | — 518 | — 494 | 569 400 st | 7 400 | — 498 | 515 |
| 230 000 R I | 11 000 | — 676 | 570 | 579 700 a | 10 300 | 715 | — 647 |
| 249 200 a | 6 000 | 250 | — 170 | 590 300 G I | 8 900 | — 555 | 515 |

sa = szubarktikus; a = antiglaciális (kontinentális); st = szubtrópusi (óceáni); g = glaciális; W = Würm; R = Riss; M = Mindel; G = Günz; Q_s = nyári amplitúdó; Q_w = téli amplitúdó

1.3. CIKLUSOS KLÍMAVÁLTOZÁSOK VIZSGÁLATI MÓDSZEREI

Az óceán fenéki üledékek rendszeres kutatása már a századfordulón megkezdődött, az első eredményeket az angol CHALLENGER expedíció több évtizedes tevékenysége szolgáltatta. Megfigyelték, hogy a tengerfenék szilárd, bazaltos kőzeteit sok helyen vékony laza üledéktakaró borítja. A homok, iszap a kontinens peremeken az óceánba torkolló folyók hordaléka, melyet a tengeráramlatok tovább szállítottak és szétterítettek a tenger fenekén. A kontinensektől távol a mélytengeri medencékben a laza üledék nagyon finom szemcseösszetételű volt. Bennük a mikroszkópi megfigyelések alapján sok apró, fosszilis állatmaradványt, mészvázakat, planktonokat, főleg foraminiferákat találtak. Észrevették, hogy a trópusi tengerek iszapjaiban másfajta foraminiferák, ill.





organikus maradványok fordulnak elő, mint az arktikus tengerekben (radiolariák, diatomák, planktonos növények stb.). A trópusi mélytengerek barna agyag rétegeiben fossziliákat nem találtak.

1.3.1. PALEONTOLÓGIAI VIZSGÁLATOK MÉLYTENGERI ÜLEDÉKEKBEN

A század első felében a tengeri üledékekből a mintabegyűjtés csak egy méter mélységig volt lehetséges.

A svéd paleontológus, SCHOTT W. (1966) a felső 30-40 cm vastag iszapban olyan foraminifera társulás maradványait ismerte fel, amely azonos a jelenleg is lerakódó fajokkal. A második rétegben is előfordultak ezek a formák, de nagyobb számban voltak az ezektől is eltérő fajok. Azonban az első és harmadik rétegből négy olyan faj került elő, amely teljesen hiányzott a második rétegből. Egy ilyen faj a "*Globorotalia menardii*" volt. E megfigyelésből arra következtetett SCHOTT, hogy a menardii foraminiferát tartalmazó felső réteg a jégtakaró visszahúzódása óta a holocénban rakódott le, míg a harmadik réteg, amely szintén menardii tartalmú volt, az utolsó eljegesedés előtt képződött.

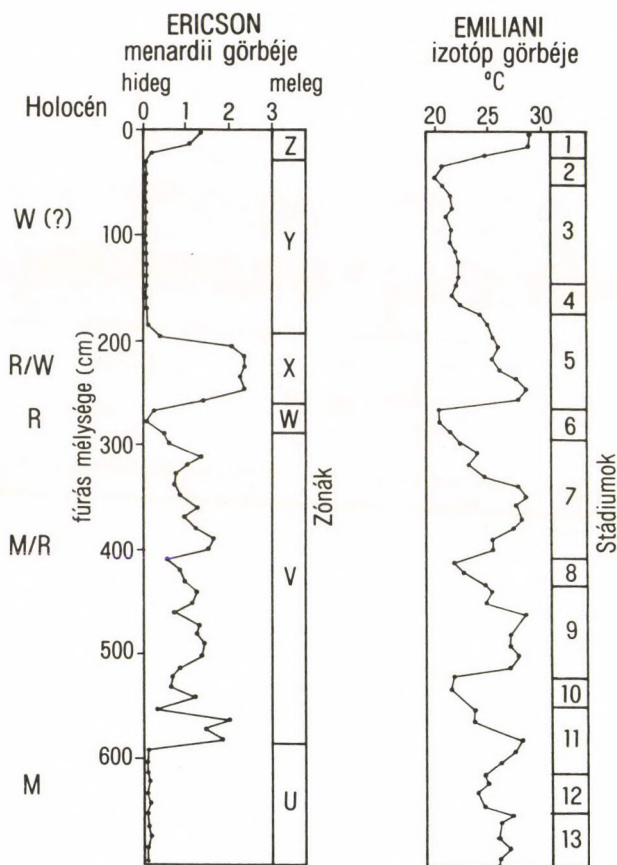
SCHOTT W. (1966) eredményei a paleontológusokat arra serkentették, hogy mélyebb magfúrásokat készítsenek és azokat vizsgálják. A technikai lehetőség, hogy 10 m hosszú magmintavevőt bocsáthassanak le a mélytengeri iszapba, 1947-ben vált lehetővé a svéd oceanográfus, KULLENBERG B. (1953) kísérletei alapján. A kutatás során észrevették, hogy a Csendes-óceán üledékeiben a CaCO_3 koncentráció ciklikusan változik. Azok a rétegek, amelyek magas CaCO_3 tartalmúak voltak, fossziliákban különböztek azoktól, amelyekben kicsi volt a koncentráció. Ezt a jelenséget ARRHENIUS G. (1952) az éghajlati változásokkal, a jégkori és jégkor közötti paleogeográfiai eltérésekkel hozta kapcsolatba. *Feltételezte, hogy ez a jelenség kémiai és paleontológiai módszereket nyújt a pleisztocén klímaváltozások tanulmányozására.*

Az Atlanti-óceán fenéküledékeinek CaCO_3 koncentrációját a New York-i *Columbia Egyetem* tengerkutatói tanulmányozták és arra a meglepő eredményre jutottak, hogy a jégkorban lerakódott üledékekben kicsi a mészkoncentráció, míg az integrációs üledékekben nagy.

A Csendes-óceán fenéküledékeiben ARRHENIUS G. az üledék lerakódás gyorsaságát kb. 1 mm/100 évben határozta meg, ami nagyon alacsony lerakódási rátát jelent. Az Atlanti-óceánban az üledék lerakódás számottevően gyorsabb volt, 2–3 mm 100 évenként.

KULLENBERG B. (1953) a magfúrások elemzése alapján az Atlanti-óceán üledékeiből legalább 9 pleisztocén jégkorszakot mutatott ki. Az eredmények és a vizsgálatok azonban nem voltak problémamentesek, mivel a fúrómagok a sekély tengerek foraminiferáit is kimutatták, amelyek a partközeli környezetből telepítődtek át.

A mélytengeri kutatásokban az ötvenes évektől kezdve a New-York-i *Lamont Geológiai Obszervatórium* óceanográfus és geofizikus kutatói fontos szerepet vállaltak. Több száz magfúrást készítettek évente és így a Lamont maggyűjtemény hamarosan a világ legnagyobb gyűjteménye lett. Segítségével kitűnő lehetőségek adódtak a negyedidőszaki éghajlat-történet kutatására. A tengerfenéki üledékekben gyakran találtak homokos és (kagyló) törmelékes rétegeket, amelyek valamilyen formában a sekély tengerparti vizekből származtak és zavarták az éghajlati rekonstrukció kialakítását. EWING jött rá arra, hogy az áttelepített rétegek földrendések alkalmával keletkezett zagyáramlások hatására rakódtak le a tengerfenéken. Ezek a zagyáramlások gyorsvonati sebességgel rohannak, a tengerfenéki telefonkábeleket is elszaggatják és messzire elhordják a homokot, iszapot, megzavarva a normális szedimentációs folyamatot a mélytengerben.



6. ábra. Az A 179-4-es mélytengeri magfúrás (Karib-tenger) tagozódása. Foraminiferák (ERICSON D.B. és társai 1961) és oxigénizotóp viszonyok (EMILIANI C. 1955) alapján (IMBRIE J.—IMBRIE K.P. 1979)

ERICSON D. B. szerint a Foraminifera (*Globobulimina menardii*) gyakori változása a mélységgel, klímaváltozásokra utal; U, W, Y = hideg időszakok, V, X, Z = meleg időszakok. EMILIANI C. az oxigénizotóp-változásokat szintén klímától függő jelenségnek tartotta; Stádiumok: 13, 11, 9, 7, 5, 3, 1 = meleg időszakok, 12, 10, 8, 6, 4, 2 = hideg időszakok

ERICSON D.B. és társai (1956, 1961) évente 200 magfúrást vizsgáltak meg és bizonyos foraminifera fajtákra specializálták magukat, amelyek a *legérzékenyebbek voltak a klímaváltozásra*. Ezeket *indikátorfajoknak* nevezték. Az alacsonyabb földrajzi szélességeken ez az érzékeny fajta a *Globorotalia menardii* volt, amelyet már korábban SCHOTT is felismert, mint meleg éghajlatra jellemző fajt. A magasabb szélességek fúrásaiban azonban a *G. menardii* sohasem fordult elő, helyette más fajok kerültek előtérbe.

ERICSON D.B. és társai (1956) megállapították, hogy a *G. menardii* faj a tengeri üledék felső rétegében 11 ezer év óta rakódott le. ERICSON több mint 1000 mélytengeri magfúrást vizsgált meg. Ennek alapján klímátörténeti sémát állítottak fel (6. ábra). A legfelsőbb réteget, amely a posztglaciális időt, tehát meleg zónát képvisel, Z-vel jelezte. Az X zóna pedig az utolsó interglaciális képviseli, amelynek a hőmérséklete hasonló volt a maihoz. Ezt az új kronológiai sémát sokan használták és „ERICSON klímagörbéjének” nevezték el (6. ábra). A V zóna, amely nagyon sok *G. menardii* foraminiferát tartalmaz, szerinte szokatlanul hosszú volt, míg az alatta levő U zónában már nem volt *G. menardii*. Ez a zóna pedig túl rövid volt. ERICSON szerint ez a hosszú V zóna a PENCK–BRÜCKNER-féle nagy interglaciálissal vethető össze. Így ERICSON sem támogatta MILANKOVIĆ elméletét.

1.3.2. EMILIANI-FÉLE OXIGÉNIZOTÓP SZTRATIGRÁFIA

ERICSON D.B. kutatásaitól függetlenül EMILIANI C. a Chicagói Egyetemen 1955-ben kidolgozott egy oxigénizotóp módszert a fosszilis foraminiferák kormeghatározására. Feltételezték, hogy ha az ERICSON-módszer, az EMILIANI-módszer és eredményei megegyeznek az óceánfenéki magminták korának meghatározásában, akkor az megerősítheti az eddigi kutatásokat.

ERICSON és EMILIANI ezért a Karib-tenger 3 ugyanazon magfúrását elemezték. EMILIANI módszere Celsius fokban adta meg az eredményt. ERICSON elektronmikroszkópos módszere csak a hideg, ill. a meleg hőmérsékletet kedvelő foraminiferák rétegtani egymásutánját mutatta ki.

EMILIANI (1967a, b) az azonos korú szakaszokat stádiumoknak nevezte el és felülről lefelé növekvő számokkal jelölte. A két módszer hasonló szerkezetű görbét mutatott, aV és Z zónák, ill. az 1–6 stádiumok között. De ERICSON X zónája már időben rövidebb volt, mint EMILIANI 5. stádiuma (6. ábra). Összevetve ERICSON és EMILIANI vizsgálati eredményeit tükröző két görbét, több kisebb eltérés mellett főleg ERICSON U zónája (hideg) nagyon eltért EMILIANI (meleg) 11–13. stádiumaitól.

A két görbe eltérésének az okát egy évtizeden át nem ismerték fel. ERICSON és társai további több ezer magfúrást vizsgáltak meg a „menardii hőmérő” módszerével és eredményeiket a „Mélytenger és múlt” című könyvben (ERICSON—WOLLIN 1964) közzétették. Negyedkori tagolási sémájukat kétkedéssel fogadták és kezelték, mert EMILIANI módszerével mindig más eredményre jutottak, az azonos magfúrások vizsgálata esetében is.

Az oxigénizotóp sztratifráiai módszer alapötlete a chicagói Nobel-díjas UREY H.C. geokémikustól származik, aki szoros kapcsolatban állt az atomkutatókkal. Földtörténeti, kronológiai kérdések is érdekelték. Az oxigénizotópos módszer alapja az, hogy a tenger vize két különböző típusú oxigénizotópot tartalmaz: a nehezebb O^{18} -at és az O^{16} -ot. Mindkettő a $CaCO_3$ -os tengeri élőlényekben megtalálható. UREY elméletileg kimutatta, hogy a nehezebb oxigénizotópot az állatok tengervízből vonták ki és ennek mennyisége a tenger hőmérsékletétől függ. A hideg tengervízben az élőlények vázai az O^{18} magasabb koncentrációját tartalmazzák. Az O^{18} és az O^{16} arányának megméréseével lehetségesnek tartotta kiszámítani a víz hőmérsékletét is, melyben fosszilis állatok éltek.

UREY 1950-ben bízta meg EMILIANI-t a foraminiferák oxigénizotópos meghatározásával. Ekkor már Chicagóban más csoport is használta az „izotóp-termométer”-t a fossziliák korának meghatározására. EMILIANI a pleisztocén üledékekben eltemetett foraminiferákra alkalmazta. Az izotópok arányát a fossziliákban nem csak a tengervíz hőmérséklete befolyásolta, hanem a víz izotópos összetétele is. (Ha az összetétel változik, nehéz a pontos értékelés). Olyan laboratóriumra, műszerekre volt szükség, amellyel az izotóp meghatározást különösen pontosan lehetett végezni.

EMILIANI a Karib-tengerből vett mintákban, amelyek kb. az utolsó 425 ezer év üledéksorát tartalmazták, 7 teljes glaciális és interglaciális szakaszt talált. Szerinte a tipikus jeges szakasz alatt a tengervíz hőmérséklete mintegy $6^{\circ}C$ -kal csökkent (EMILIANI C. 1955, 1966). Megállapította, hogy a MILANKOVIĆ-féle radiációs görbével az ő eredményei lényegében azonosak. Vizsgálatai tehát alátámasztották a csillagászati számításokat a jégkorszakok beosztására vonatkozóan.

Több geológus (akik elvetették MILANKOVIĆ elméletét) azt tartotta, hogy az észlelt megegyezés EMILIANI és MILANKOVIĆ eredményei között csupán véletlen.

Több, mint egy évtizeden át tisztázatlan maradt az, hogy ERICSON, ill. EMILIANI kétféle módszerével vizsgált mélytengeri foraminiferás üledékek egyes rétegei miért adnak azonos, más rétegek pedig eltérő információkat. Nyitott kérdés maradt az is, hogy melyik módszer eredményei a jók és használhatók. ERICSON és EMILIANI ugyanis úgy vélték, hogy a fosszilis foraminiferák típusai a mélytengeri üledékekben a hajdani óceán felszíni vízének hőmérsékleti változásait, a meleg, ill. hideg éghajlati szakaszokat tükrözik vissza.

Az amerikai IMBRIE J. sokoldalú összehasonlító vizsgálatok és számítások alapján arra következtetett, hogy nem elsősorban a tengervíz felszíni hőmérséklet változásai okozzák a *Globogerina menardii* ciklusos megjelenését és eltűnését az Atlanti-óceán mély vizeiben. IMBRIE J. és KIPP N. (1971) vizsgálatai alapvetően EMILIANI eredményeit erősítették meg, de egy ponton nem egyeztek EMILIANI-val (IMBRIE J.–IMBRIE K.P. 1979). Adataik szerint a Karib-tenger felszíni vízhőmérséklete csak $2^{\circ}C$ -kal csökkent a glaciális szakasz alatt, szemben EMILIANI feltételezésével. IMBRIE úgy érvelt, hogy az oxigénizotóp arányváltozásokat a foraminiferákban többnyire a belföldi jégtakaró tömegében történt változások okozták és a tengervíz felszínének hőmérsékleti változása kisebb szerepet játszott vagy közvetett volt. Hasonló álláspontra jutott tőle függetlenül az angol SHACKLETON N.J. (1969) is, aki egyidejűleg szintén arról publikált, hogy az oxigénizotópok változásai a foraminiferákban a jég globális mennyiségében végbement változásokat tükrözik. Eszerint az izotóp módszer (sztratifráia) a földi jég mennyiségének földtörténeti változását jelzi.

Megfigyelések és mérések szerint a hócsapadékban O^{18} izotóp aránya szignifikánsan nagyobb, mint a tenger vizében. Így a jégtakaró olvadása idején a tenger vizében megnövekszik a nehezebb izotóp aránya.

MILANKOVIĆ elméletét HAYS J.D. és társai (1976): „Variations in the Earth's Orbit: Pacemaker of the Ice Ages” című cikkükben a mélytengeri fúrások izotópos és spektrálanalitikai vizsgálati eredményei igazolták. Vagyis a pleisztocén eljegesedések és meleg szakaszok váltakozását a földpálya excentricitása, precessziója és a forgástengely elhajlásainak változásai okozzák. Ezért úgy véljük, hogy a negyedidőszaki kronológiai kalendáriumot a létrehozó okok időbeli változását tükröző MILANKOVIĆ-dátumokra kell alapozni.

A klímaváltozás, a klímátípusok, a jég előnyomulási, ill. visszahúzódási szakaszok, a foraminifera típusok változásai csak következmények, többnyire bizonyos késéssel jelentkeztek. Ezek a késések, ill. az ökológiai következmények a Földön a különböző földrajzi helyzet, tenger-szárazföld eltérő viszonya miatt különböző módon, ill. eltérő mértékben következtek be. MILANKOVIĆ számításait kiegészítve és klímátörténetileg ártértékelve BACSÁK (1940, 1955) mutatta ki, hogy a pleisztocén alatt a földpálya elemeinek változása nem egyszerűen meleg és hideg időszakok, hanem különböző erősségű és időtartamú – glaciális, szubarktikus, antiglaciális és szubtrópusi – klímaszakaszok követték egymást (4. ábra). A jégtakaró átöröklődése, ill. a jégtakaró elolvadása időtartamát ezek az egymás után következő klímátípusok befolyásolták. A négy klímátípus sorrendjének váltakozása eltérő erősségű és időtartamú eljegesedést, ill. jégmentes időszakaszt eredményezett. Ezért pl. a jégtakaró gyors olvadása idején a periglaciális övben a klímaviszonyok már megváltoztak. A jégmentes antiglaciális pedig a leghidegebb és száraz klímátípus uralmát jelentette a periglaciális, szubarktikus földrajzi zónában.

1.3.3. A PALEOMÁGNESES MÓDSZER ELTERJEDÉSE

A tenger szintjének negyedidőszaki ciklusos süllyedését és emelkedését már korábban is a kontinentális jégtakaró és az óceáni jég ismétlődő megnövekedésével és elolvadásával hozták kapcsolatba. FAIRBRIDGE R.W. (1972) Ausztrália déli partjain megfigyelt 19 egymás feletti homokturzás képződését szintén a jégtakaró növekedésével és olvadásával magyarázta, kialakulásuk szakaszait pedig a MILANKOVIĆ-elmélettel hozta kapcsolatba.

A földpálya elemek időbeli ritmusos változásaira épített negyedkori jégkorszak történet hihetőségét más, újabb keletű abszolút kronológiai módszerek is valószínűsítették. Az abszolút kordatálás második forradalmi szakaszát az U, Th és a K radioaktív izotópok felhasználása és az üledékes kőzetek vizsgálatában alkalmazott paleomágneses módszer elterjedése hozta magával (IMBRIE J.–IMBRIE K.P. 1979).

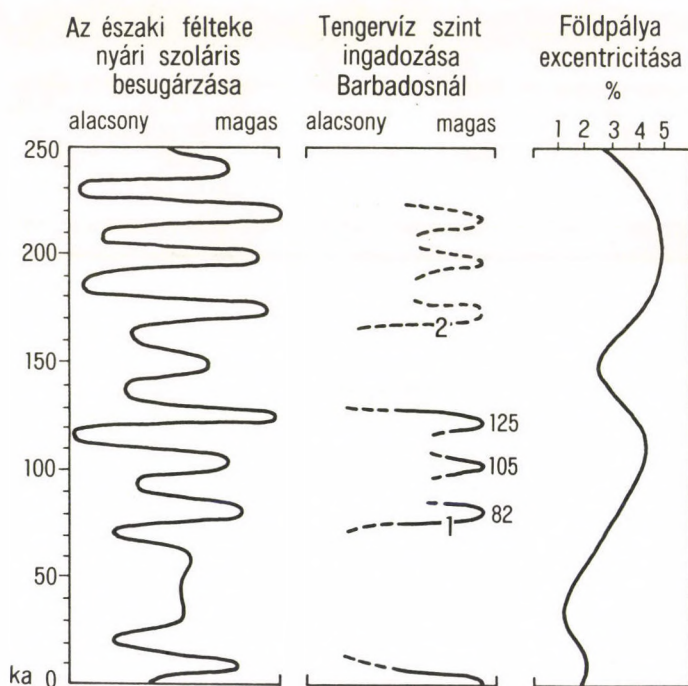
Többféle módszer, ill. technika alakult ki a negyedidőszaki képződmények abszolút korának a meghatározására. A C^{14} módszer mintegy 40–50 ka időtartamra visszamenően nyújt megbízható koradatokat. Szükséges volt tehát olyan módszerek kidolgozása és alkalmazása, melyek lehetőleg az egész pleisztocén időtartamát képesek datálni. Ezek közül legeredményesebbnek bizonyult a K/Ar izotóp módszer a vulkáni kőzetek datálására.

BROECKER W.S. (1966) a Th/U módszerrel Floridán és a Bahama-szigeteken határozta meg néhány jellegzetes szintben a korallzátonyok keletkezési korát. Eszerint a tengerszint kb. 125 ka B.P. mintegy 6 m-rel volt magasabb, mint ma és kb. 80 ka B.P. egy másik magasabb szintet is kimutatott. Rövid idő alatt több korallból épült tengerparti terasz korát is meghatározták (MESOLELLA és társai 1969).

Új-Guinea és a Barbados-szigeteken az I-III. teraszok korát 125, 105 és 82 ka-nak találták. BROECKER és társai (1968) ezeket a tenger magasabb szintjeit jelző koradatokat megegyezőnek találták MILANKOVIĆ besugárzási görbéje kiemelkedő csúcsainak idejével (7. ábra).

Ezek alapján ő is megerősítette, hogy a földpálya elemek ciklusos változása alapján kiszámított MILANKOVIĆ-féle besugárzási görbe hasznos „geológiai, földtörténeti kalendárium” lehet a negyedidőszaki események datálására a Th/U módszer alkalmazhatóságának határain túl is.

A paleomágnesezettség jelentőségét már századunk elején BRUNHES B. (1906) francia geofizikus felismerte. Egy téglagyári fejtő területén vizsgálta a Föld mágneses



7. ábra. A tengerszintingadozások kora Barbadosnál, a csillagászati elmélet tükrében (MESOLELLA K. J. és társai szerint, 1969)

1 = a tenger magas szintjének pontos kora ezer években; 2 = meghatározhatatlan korú tengerszintmaximumok. A tengerek magas vízszintje az intenzív nyári besugárzás és a nappály excentricitás növekedésével hozható párhuzamba

mezejét és közben felfedezte, hogy a frissen égetett tégl a kihűlésekor a Föld mágneses mezejének irányával párhuzamos gyenge mágnesezettséget kapott.

BRUNHES ebből arra következtetett, hogy a kihűlő láva is megőrzi a Föld egykori mágneses mezőjét. Számos lávafolyás vizsgálata nyomán azt észlelte, hogy a normális, É-i pozitív mágneseesség időnként megfordult. Ezt a földtörténeti jelentőségű felfedezést csak kevesen hitték el. MATUYAMA geofizikus 20 évvel később igazolta BRUNHES kutatáseredményeit, a japán és koreai lávák tanulmányozása alapján. MATUYAMA szerint a mágneses mező irányítottága legalább egyszer megváltozott a pleisztocén alatt és ilyen változás a földtörténet során korábban többször is megismétlődött. Ez a megállapítás a geokronológiai kutatás számára igen nagy fontosságú lett. Rövid időn belül a lávákőzetek polaritásának vizsgálatát minden kontinensre kiterjesztették.

Az 1950—1960-as években (Kamcsatkán, Izlandon, Hawai-szigeteken) a geofizikusok bazaltlávák sorozatait vizsgálták és bizonyították BRUNHES és MATUYAMA érveinek igazát. A módszer világméretben alkalmazható és korrelálásra alkalmas. COX A. és társai 1963-ban kezdeményezték, hogy a pleisztocén normális polaritású szakaszát nevezzék *BRUNHES epochnak*, a fordított polaritású időszakot pedig *MATUYAMA epochnak*.

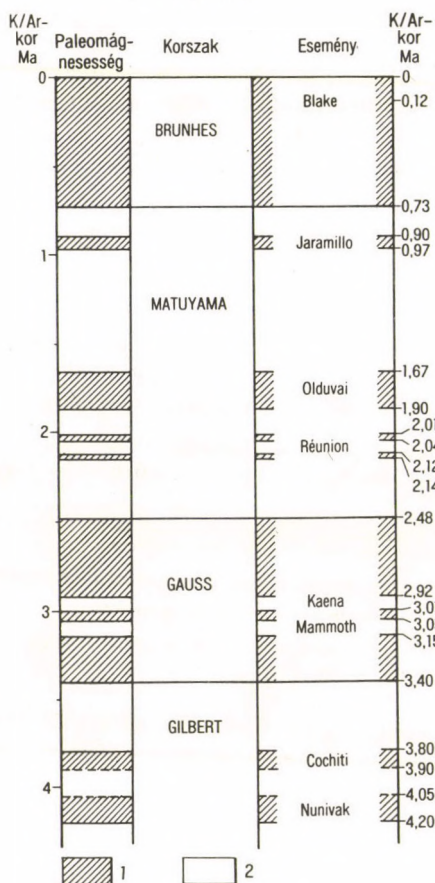
Fontos kérdéssé vált a mágneses polaritás változás pontos kora. Ez időben a kaliforniai egyetem egy munkacsoportja foglalkozott a lávák korának K/Ar módszerrel való meghatározásával és jól használható módszert dolgoztak ki. A hosszabb idejű polaritás változásokon belül rövidebb és az általánostól eltérő intervallumokat (eseményeket) is kimutattak. A pleisztocén kronológia számára a *Brunhes/Matuyama* mágneses forduló és az *Olduvai* esemény időpontjának pontos meghatározása volt döntő kérdés. A Föld mágneses mezeje utolsó 4 millió év alatti változásának időbeliségét a 3. táblázat szemlélteti.

A fiatal szárazföldi üledékek az Alföldön rakódtak le a legnagyobb vastagságban. A hetvenes évek végén egy kanadai és magyar kutatásprogram keretében két magfúrás (Dévaványa, Vésztő) több mint 1000 m-es rétegsorát elemezték meg paleomágneses módszerrel (COOKE H.B.S.–HALL J.M.–RÓNAI A. 1979). A vizsgálat szerint 6 paleomágneses korszak volt kimutatható 1100 m mélységig (8. ábra). A negyedkori rétegek határát 450 m-ben, a B/M fordulón vonták meg. E fúrások eredményeinek geokronológiai fontosságát – RÓNAI-t kivéve – még sem a hazai, sem a külföldi irodalom nem hasznosította jelentőségének megfelelő mértékben (PÉCSI M.–SCHWEITZER F. 1991).

Több ezer mélytengeri fúrást vizsgáltak meg paleomágneses módszerrel a jégkorszaki klímaváltozások ciklusainak időbeli rögzítése, ill. a negyedidőszak tartományának pontosabb meghatározása érdekében.

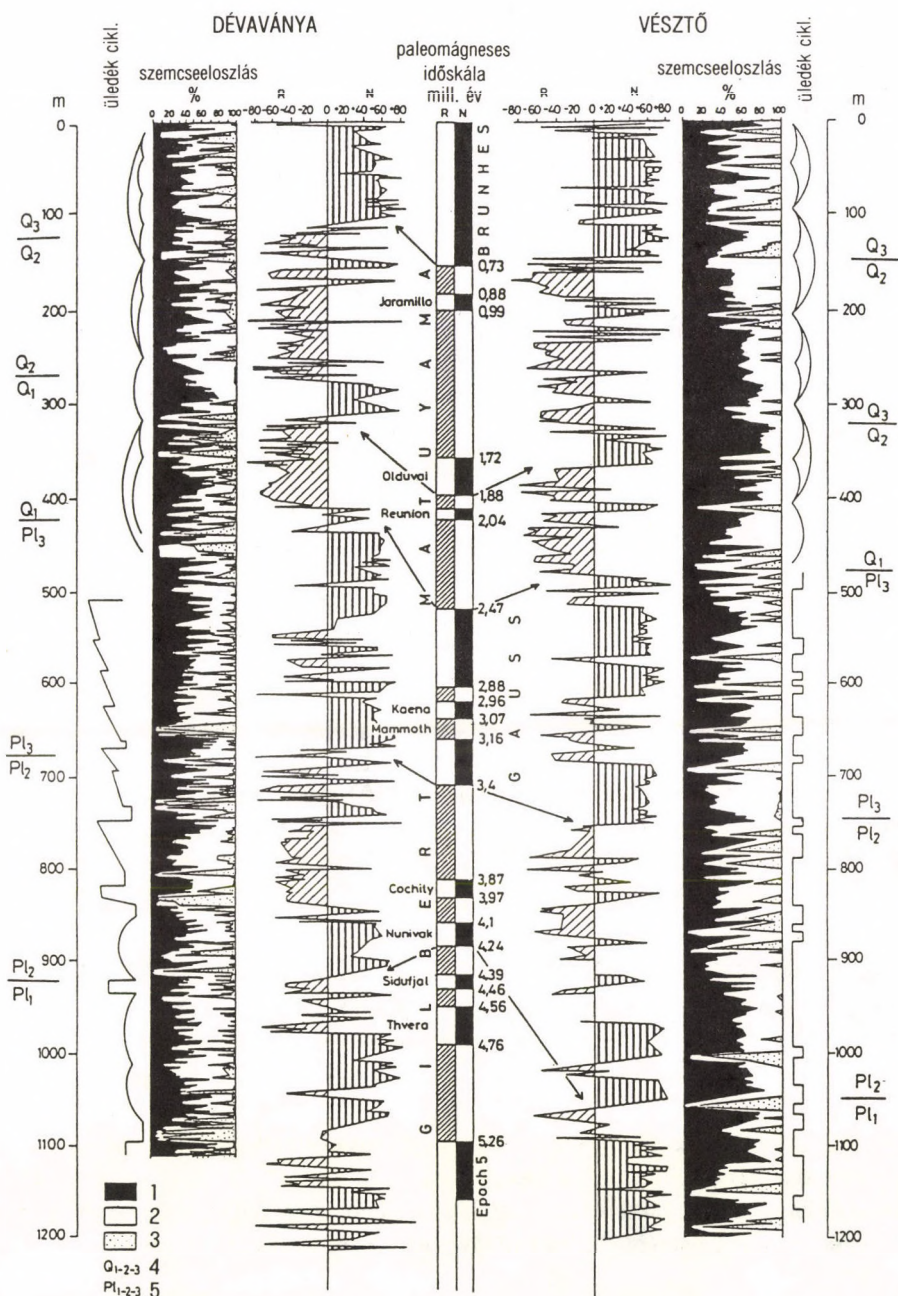
PENCK—BRÜCKNER, ill. MILANKOVIĆ sémája szerint a pleisztocén eljegesedésekkel tagolt időszakát 650 ezer évesnek tartották. De már a század első felében is felismertek korábbi alpi eljegesedéseket is (pl. a Duna glaciálist). BACSÁK (PILGRIM I. 1904 és EBERL B. 1928 számításai alapján) egymillió évre visszamenően szintén kimutatott gyengébb eljegesedési szakaszokat a földpályaelemek ciklusos váltakozása alapján. Szerinte a 950 ezer évnél korábbi lehűlési időszakok legfeljebb csak magashegy-

3. táblázat. Paleomágneses korszakok és események (COX A. 1969; MANKINEN E.A. és DALRYMPLE G. B. 1979)



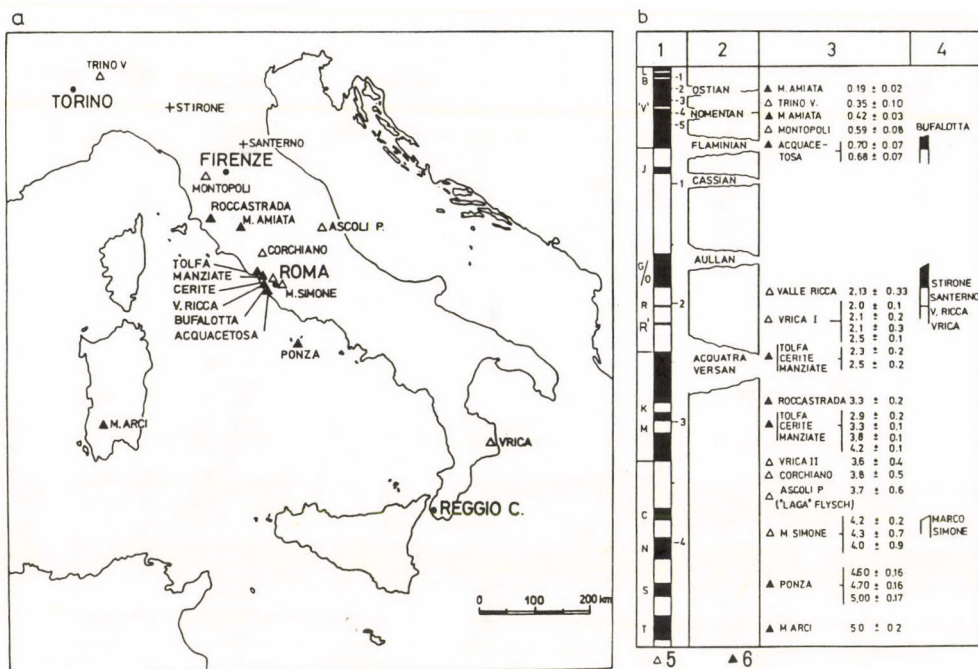
ségi eljegesedéseket váltottak ki. A poláris jégapka az É-i féltekén nem fejlődött ki olyan mértékben, hogy klímazonális változásokat okozott volna (BACSÁK 1944).

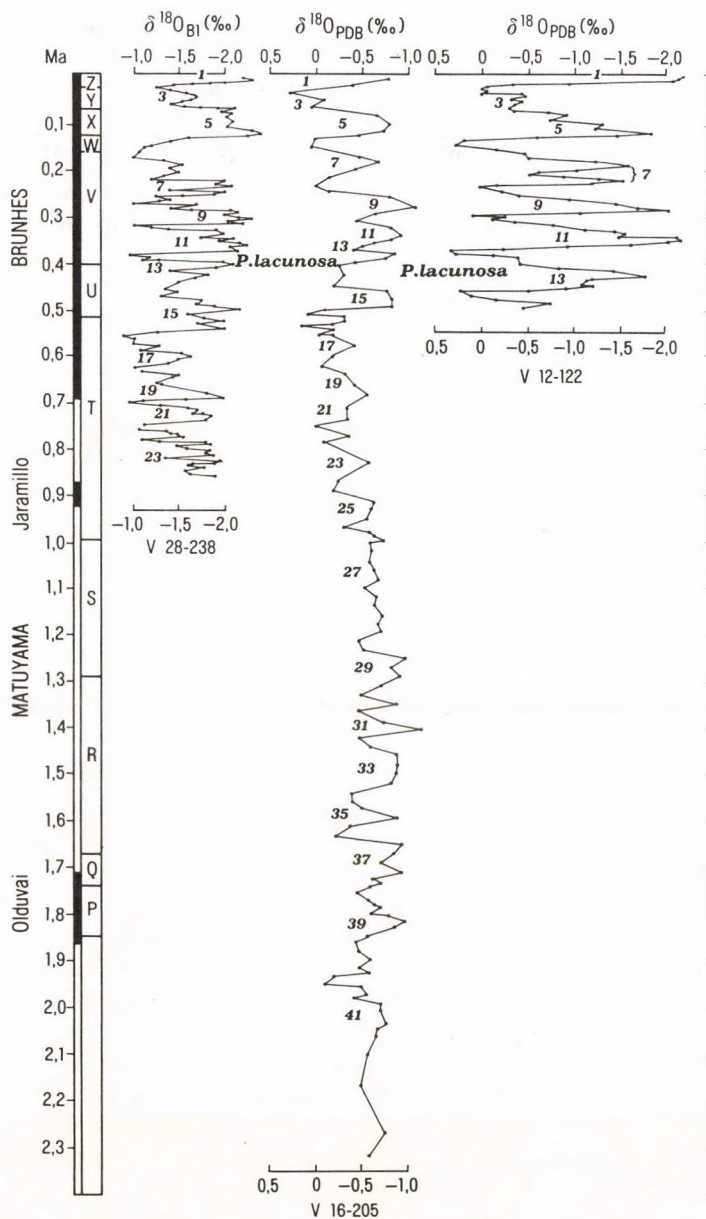
A pleisztocén kezdetét – az 1948-ban Londonban rendezett geológiai kongresszus egy bizottsága javaslatára – egy dél-olaszországi folyamatos tengeri üledék-sorban a hidegvízű foraminifera fajok első előfordulási rétegében jelölték meg. A calabriai Vica feltárásban e rétegnek a korát paleomágneses mérésekkel először 1,8 Ma-nek, újabban 2,1 Ma-nek találták (9. ábra, ARIAS C. és társai 1980). A mélytengeri üledékek izotóp sztratigráfiai és paleomágneses vizsgálatai alapján a lehűlési szakaszokat csaknem a *Brunhes/Matuyama* határig (2,4 Ma) lehet követni. Azonban az 1 Ma előtti lehűlési szakaszok intenzitásának a csökkenése is megfigyelhető az izotóp görbéken (10. ábra).



8. ábra. Az Alföld kronosztratigráfiája a dévaványai és vésztfői magfúrások paleomágneses elemzése alapján (RÓNAI A. 1985, COOK H.B.S. és társai 1979)

1 = agyag; 2 = szilt; 3 = homok; 4 = negyedidőszak; 5 = pliocén





10. ábra. *Globigerina sacculifer* által meghatározott három tengeri fúrásban a $\delta^{18}\text{O}$ görbe összehasonlítása, valamint viszonyítása a V28-238-as fúrásgörbéhez oly módon, hogy a *P. lacunosa* kioltási szintje mindig 400 ka B.P.-nél fekszik (RUDDIMAN W.F. 1983)

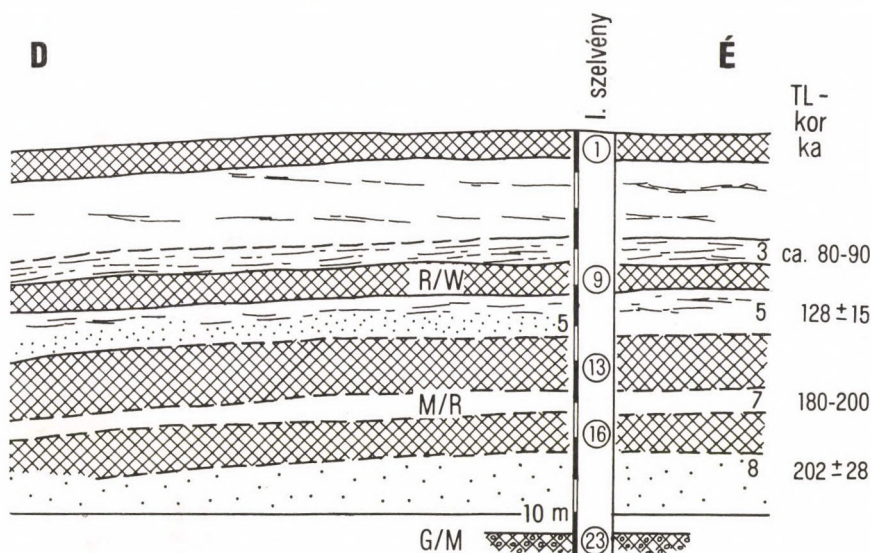
Z-P = ERICSON-féle zónák; 1—41 = EMILIANI-féle izotópstádiumok. A görbék csúcsai a 7. stádiumban és az alattiak, abszolút korban is észrevehetően különböznek

Hosszabb időszakokra visszamenő szárazföldi üledéksort a nagy löszfeltárásokban lehet legjobban vizsgálni, amelyekben számos lösz és eltemetett talaj települ egymásra. A löszrétegek és a fosszilis talajok ciklusos váltakozását már régóta az éghajlat ciklusos váltakozásával magyarázták. Kézenfekvőnek látszott, hogy a mélytengeri kutatások alapján regisztrált klímátörténeti sémát a löszszelvényekkel összehasonlítsák. Erre elsőnek KUKLA G. J. (1970) vállalkozott. A részletesen feldolgozott brnoi löszfeltárásban ún. „lösz-ciklusokat” állapított meg (KUKLA egy lösz-ciklusa háromfajta talaj- és egy löszréteget foglal magába), melyet az EMILIANI-féle stádiumokkal hozott párhuzamba. A részleteket itt mellőzve – azokra a lösz-fejezetben térünk ki – KUKLA szerint Közép-Európa löszfeltárásaiban az elmúlt egy millió év alatt 10, tehát ugyanannyi meleg és hideg (glaciális) szakasz állapítható meg, mint a mélytengeri fúrásokban. FINK J. – KUKLA G. J. (1977) a három különböző feltárás (Brno, Krems, Stranzendorf) szelvényének kombinálásával mintegy két millió évre visszavezethető klímaváltozási sorozatot állított fel, a lösz és eltemetett talajok egymásutánjára és a paleomágneses elemzések adataira támaszkodva (1. táblázat).

Eltekintve attól, hogy a különböző szelvények kombinálása esetén a rétegismétlődés elkerülésének lehetősége kicsi, a stranzendorfi szelvényben már nem löszök, legfeljebb löszszerű szubaerikus homokos sziltek váltakoznak eltemetett talajokkal. Leghosszabb időre – 2,4 Ma – visszanyúlóan hideg-meleg szakaszoknak a teljes pleisztocén időtartamra kiterjedő klímaváltozásait a Kínai-löszfennsík lösz- és paleotalaj sorozatában vélik kimutathatónak (LIU T. 1985a, 1987). E vizsgálatok szerint a Kínai-löszfennsík típusszelvényeiben a *Brunhes* és *Matuyama* paleomágneses zónák lényegében hiánytalanul követhetők.

E kutatások részleteire a későbbi löszkronológiai fejezetben térünk ki, de e helyen előre kell hoznunk azt a nézetet, hogy a „hideg löszök” és a „meleg löszök” képződésének kezdete között lényeges különbség lehet (OBRUCHEW V.A. 1945, FEDOROVICH B.A. 1972). A „hideg löszök” az eljegesedésektől függően, periglaciális zónában, a jégtakaró peremeken alakultak ki, míg a „meleg löszök” a közép- és belső-ázsiai sivatagok környékén keletkeztek. Ez utóbbiak képződése FEDOROVICH B.A. (1972) szerint a sivatagi porkifúvásokból jóval korábban megkezdődhetett. Ez utóbbi felfogást alátámasztani látszik az a körülmény, hogy az észak-amerikai, a skandináviai hajdani jégtakarók periglaciális övezetében lévő feltárások, sőt az Ob menti fennsík lösz-paleotalaj rétegei paleomágneses mérések alapján a *Jaramillo* eseménynél (0,96 Ma) nem idősebbek (PÉCSI M. 1982). Mindenesetre a korreláció kérdései megoldásához még további vizsgálatok, módszer és szemlélet egyeztetések szükségesek. (Bővebben lásd 6., 7. fejezetet).

Az *alpi eljegesedések kronológiája* tulajdonképpen a kavicsteraszok és a végmorénák geológiai-geomorfológiai helyzetének vizsgálatán alapult. A PENCK-BRÜCKNER-féle *Günz, Mindel, Riss, Würm* terasz és végmoréna formák képződésének korát időnként MILANKOVIĆ eljegesedési kalendáriumával vetették össze. Újabban megkezdődött a paleomágneses és termolumineszcencia (TL) módszerrel való kordatálásuk is (11. ábra).



11. ábra. Würzburger Wels téglagyári feltárása (KOHL H. rajza; ZÖLLER L. és társai TL vizsgálatai nyomán, 1988)

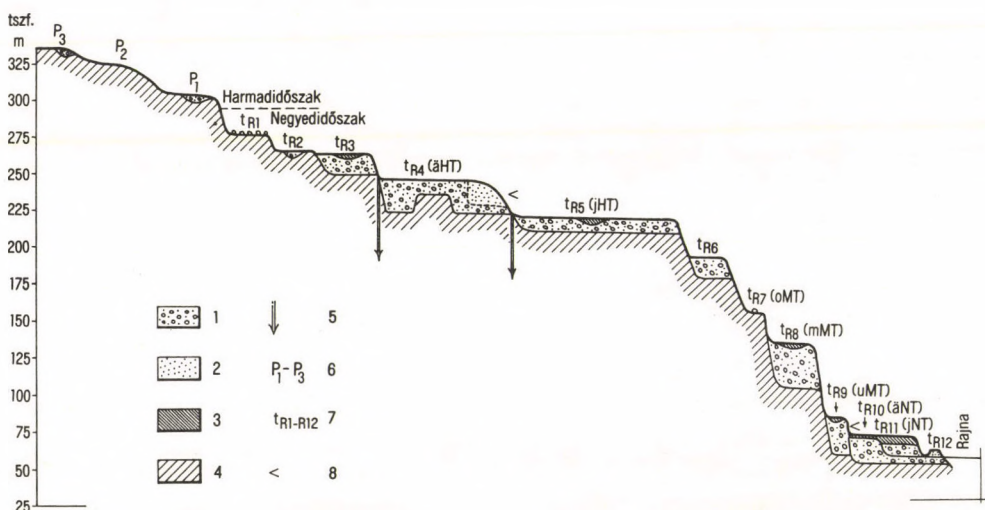
1, 9, 13, 16 = agyagbemosódásos barna erdőtalaj löszrétegek között; 23 = teraszkavicson agyagbemosódásos barna erdőtalaj; 3, 5, 7, 8 = mintavétel helye; R/W = Riss/Würm interglaciális paleotalaj (9); M/R = Mindel/Riss interglaciális paleotalaj (13, 16); G/M = Günz/Mindel interglaciális paleotalaj (23). Az ábrán feltüntetett TL-adatok, valamint MILANKOVIĆ ill. BACSÁK klímanaptára szerint a 13. és 16. paleotalajok a Rissbe sorolhatók (1. 1. táblázat és 3., 4. ábra)

A Duna és a Rajna teraszainak az eljegesedésekkel való korrelálására is egyre több abszolút kronológiai mérés történik (12—13., 14. ábra). A terasz és a moréna üledékek korának abszolút kronológiai módszerekkel (paleomágneses, Th/U, TL) való ellenőrzése mérés technikai nehézségek miatt nehezen halad.

A negyedidőszaki szárazföldi üledékek közül a *tőzeg* és a *lignit* telepek pollenanalízise nyújt helyenként jó lehetőséget az időszak egészére kiterjedő klímátörténeti eseménysorozat rögzítésére (14. ábra).

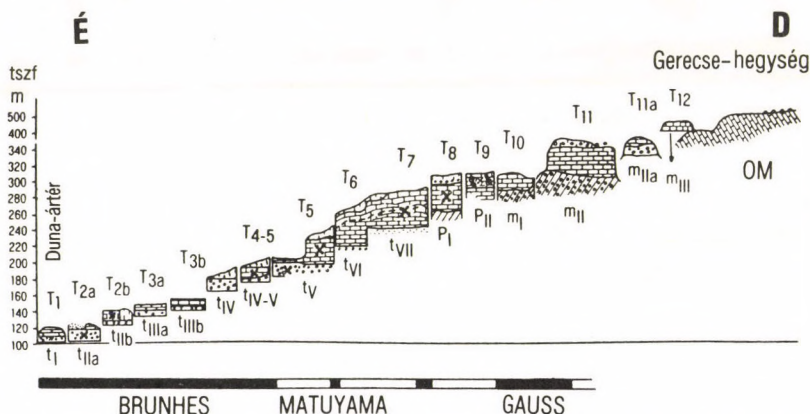
Jelentős pleisztocén tagolási lehetőséget nyújt a *tefrakronológia*, a vulkáni hamu és tufa abszolút kormeghatározási módszere (Japán, USA, NSZK, 15. ábra). A fiatal bazaltlávák K/Ar és paleomágneses módszerrel való meghatározása is sok helyen fontos információt nyújt.

A pleisztocén időtartamának a megítélésében sajnos a negyedkorkutatók között sincs megfelelő egyetértés, míg a holocén időtartamát már elég egységesen értelmezik. Ezért az abszolút kronológiai adatok besorolása nagyon nehéz a különböző szerzők által eltérő időtartamúnak (pl. 1,6–2,4 Ma) vett negyedkori időskálába. A pleisztocén egyes emeleteinek időhatárait is eltérő módon vonják meg a különböző iskolák, ill. vonták meg a közelmúltban is. A nemzetközi rétegtani bizottságoknak is főként ajánlásaik vannak, amelyekhez célszerű igazodni, ill. a publikációban közölni, hogy milyen beosztás szerint értelmezi pl. az alsó-, középső-, felsőpleisztocén emeleteket, avagy pl. az egyes eljegesedések időtartamát. Ez utóbbiak időtartama meghatározásában sincs egyöntetű álláspont. Könyvünk e tekintetben azt az általánosabban elfogadott kompromisszumos tagolást tükrözi, amelyet a Földtani, ill. a Negyedkori Unió rétegtani bizottságai is javasoltak (1. táblázat).



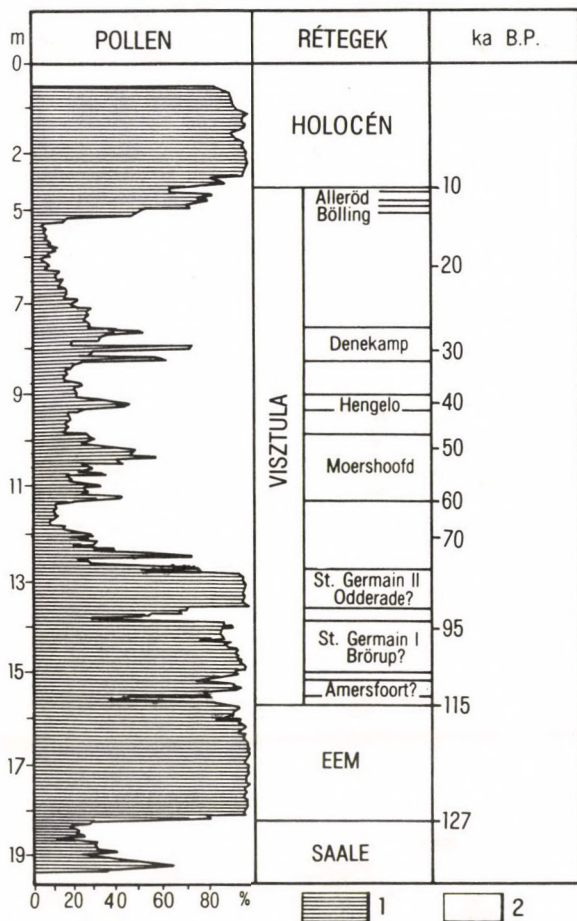
12. ábra. A Középső-Rajna-völgy teraszainak összesített szelvényrendszere (BIBUS E. szerint, 1980)

1 = homokos kavics; 2 = homok (Mosbacher facies); 3 = artéri agyag; 4 = devon kori kőzetek; 5 = a tR4- és tR5-kavics-terasz-felszínének szintingadozása a Középső-Rajna vidékén; 6 = pliocén kori kvarcoolitos teraszok; 7 = negyedkori teraszok; 8 = teraszokban kialakult eróziós szintek. (jNT) = fiatal alacsony terasz; (äNT) = idősebb alacsony terasz; (uMT) = alsó középterasz; (mMT) = középső terasz; (oMT) = felső középterasz; (jHT) = fiatal magas terasz; (äHT) = idősebb magas terasz



13. ábra. Geomorfológiai szintek a Nyugati-Gerecsében Dunaalmás és Dunaszentmiklós szelvényében (PÉCSI M., SCHEUER GY., SCHWEITZER F., MÁRTON P., PEVZNER M.A.)

tI = a Duna holocén ártere; tIIa — tVI = a Duna és a Tatai-folyó pleisztocén teraszszintjei és hordalékkúpjai; tVII = a Duna felsőpliocén terasza; P1—P11 = pliocén hegylábfelszín; mI—mIII = felsőmiocén abráziós szintű és deltakavics; OM = oligo-miocén terasztrikus kavicsfoszlányok kréta kori tönkfelszínén, T1—T7 = negyedidőszaki édesvízi mészkőszintek, kronológiai tagolással (T1 = holocén korú forrásmészkő; T2a = Würm végi — idősebb holocén, 14 ka; T2b = Riss/Würm, 127 ka; T3a = Riss2 végi, 135 ka; T3b = Riss2 kezdete, 190 ka; T4 = Mosbach, 350 ka; T5 Cromer, 960—730 ka; T6 = felsővillányi faunával, 1,6—1,4 Ma; T7 = felsővillányi faunával, 1,8—1,6 Ma; T8—T9 = pliocén kori édesvízi mészkő; T8 = csarnotai gerinces fauna előfordulásával; T10 = felsőmiocén édesvízi mészkő, Unio wetzleri gyakori előfordulásával; T11—T12 = felsőmiocén édesvízi mészkő abráziós szinteken vagy deltakavics a hajdani Pannon-tenger partján



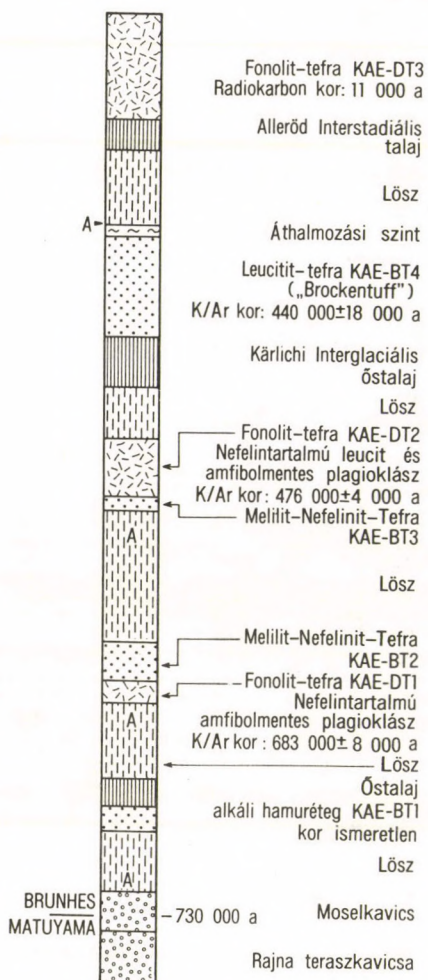
14. ábra. A Grande Pile-tőzegmohaláp (Haute-Saône, St. Germain/Franciaország, 300 m tszf.) palinológiai szelvénye (WOILLARD G.M. 1978 szerint)

1 = fafajták pollenje; 2 = egyéb pollen

1.5. MEDDIG TART MÉG A JELENKORI (HOLOCÉN) INTER-GLACIÁLIS?

Vannak, akik szerint a holocén, ill. a jelenlegi interglaciális még 50 ezer évig tart, mások úgy vélik, hogy a következő jégkorszak már útban van és néhány ezer vagy száz év leforgásán belül várható.

Az interglaciális állapot általános megfogalmazás szerint olyan intervallum, amely alatt a tölgy- és más lombos erdők Európában nagyon elterjedtek (IMBRIE J.–IMBRIE K.P. 1979, LÜTTIG G. 1988). Ha a tölgy kezd visszavonulni, ez jelzése annak, hogy



15. ábra. Kärlichei lösz- és vulkáni tufa feltárás pleisztocén kori szelvényének tagolódása

Az archeológiai eszközöket hordozó szinteket "A"-val jelöltük. A szelvény kb. 30 m vastag. A lösz- és paleotalajvizsgálatok alapján BRUNNACKER és társai (1982) a kärlichei interglaciális a Treene-i (intersaale) interglaciálisal párhuzamosították. A kärlichei interglaciális őstalajszintje azonban idősebb, mint a "Brocken-tufa", amelynek kora 440 ka, K/Ar kormeghatározás alapján (BOGAARD P. v.d., SCHMINCKE H.U. 1988 szerint)

kezdődik egy új eljegesedés. Ilyen értelemben a jelenlegi interglaciális, vagyis a holocén 10 ezer évvel ezelőtt kezdődött (4. táblázat).

Az előző interglaciálisok időtartamát figyelembe véve is következtetni lehet a jelenkori interglaciális tartamára. A mélytengeri üledékek rétegeinek vizsgálata alapján úgy mutatkozik, hogy a legtöbbnek az időtartama mintegy 10 ezer év. Statisztikailag ez azt jelenti, hogy a jelenlegi interglaciális is már a végén van és IMBRIE J.-IMBRIE K.P. szerint (1979) még remélhetünk ennek végéig mintegy 2000 éves meleg szakaszt.

A jelenkorban az ún. posztglaciális éghajlati optimum mintegy 7000 évvel ezelőtt volt és azután fokozatos lehűlés következett be (16. ábra). Kb. 4000 évvel ezelőtt, a tölgy fázisban ez alkotta a fáféleségek nagy részét Európában, amely azóta Skandináviából visszavonult, ill. a növényzónák egyrészt lassan D-re, ill. alacsonyabb magasságokra szorultak. Ha ez ilyen ütemben folytatódna, a földi hőmérséklet a glaciális küszöbértéket 18 ezer év múlva érné el.

4. táblázat. A posztglaciális és a holocén tagolása (MAISCH M. 1982 és GAMPER M.—SUTER J. 1982 nyomán)

| év B.P. | Firbas-féle pollenzónák | KLIMATÖRTÉNET | |
|---------|--|---|--|
| | | Welten Svájc tagolás | Eicher pl. „Gerzensee” izotópgörbe |
| 10000 | POSZTGLAC. preboreális IV fenyő-nyír | preboreális IV | |
| 11000 | fiatal Dryas III erdős-tundra | későwürm stad. (fiatal Dryas) III | |
| 12000 | Bölling idősebb Alleröd I b I c füves tundra fenyő-nyír | későwürm interst. (Bölling/Alleröd) II | |
| 13000 | KÉSŐGLACIÁLIS legidősebb Dryas I a hideg sztyep | későwürm idősebb stadiálisok és interstadiálisok I | |
| 14000 | | | |
| 15000 | | | |
| 16000 | | | |
| 17000 | | | |

| a B.P. | POLLENZÓNÁK | GLECCSER- ELŐNYOMULÁSI IDŐSZAKOK | GLECCSER- INGADOZÁS |
|--------|--|--|------------------------------|
| | Firbas | Patzelt 1977 Keleti-Alpok | Svájci-Alpok |
| 0 | fiatal szubatlantikus X tölgy | újkori későközépkor középkor | 1850 1890 1920 1973 |
| 1000 | idősebb szubatlantikus IX bükklucfenyő | időszámítás utáni első évszázadok alatt | |
| 2000 | | idősebb szubatl. gleccser előnyomulás | |
| 3000 | | Löbben | |
| 4000 | szubboreális VIII bükklucfenyő | Rotmoos 2 | |
| 5000 | fiatalabb atlantikus VII tölgy-mogyoró-szil | Rotmoos 1 | |
| 6000 | boreális VI tölgy-mogyoró | Frosnitz Buntes Moor Larstig ? | |
| 7000 | boreális V fenyő-mogyoró | Venediger | |
| 8000 | | Schlaten | |
| 9000 | preboreális IV fenyő-nyír | | |
| 10000 | | | |

Egyes kutatók szerint a homoksivatagok kiterjedése jelentős mértékben megnőtt a holocén klímaoptimum óta. Észak-Afrika ma száraz és terméketlen, a holocén klíma-

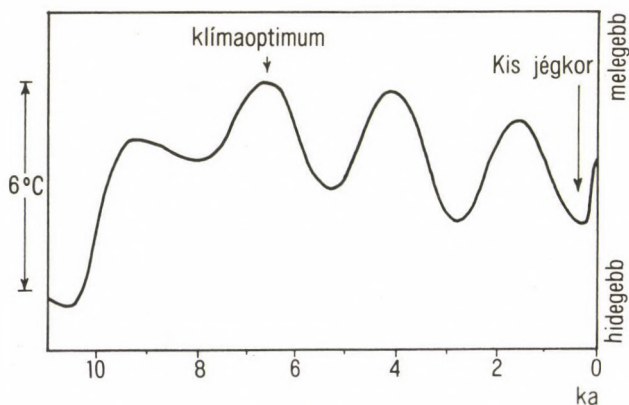
optimum idején jelentősen több csapadékkal rendelkezett és nagy civilizációkat hordozott.

Rövidebb idejű és napjaink hőmérsékletére és éghajlati változására előrejelzéseket a földi meteorológiai megfigyelő állomások adatainak értékelése alapján MITCHELL J.M. (1977) készített. Szerinte 1940 óta a középhőmérséklet az É-i féltekén 0,3 fokkal csökkent. Ha ez a csökkenés így folytatódik, a középhőmérséklet sok helyen már 700 éven belül elérné a glaciális időszak küszöbértékét.

A csillagászati elmélet elemeit figyelembe véve az előrejelzés problémái a következőkben összegezhetők:

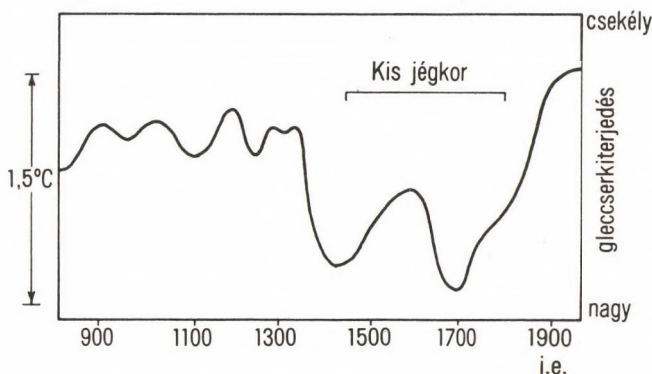
Az excentricitás és a földtengely hajlása manapság az éghajlati lehűlésen dolgozik, azt segíti elő, míg a jelen precessziós ciklus melegebbé tendenciát okoz. Hogy lehet ezeket a hatásokat összegezni? Erre először BACSÁK (1942) adott előrejelzést számítások alapján. Ezek szerint és figyelembe véve, hogy a lehűlés menete a holocén klímaoptimum után (7000 évvel ezelőtt) megkezdődött és tart még a jövőben is, a következő glaciális maximumának kialakulása 23 ezer évvel ezután várható. Bár ilyen hosszú időszaki lehűlési trend jóslható, ez azonban módosul többszöri klímaoscilláció által. Ilyen oscilláció fordult elő többször is a holocén folyamán és hasonlók előfordulása várható.

Az egyik legjobban ismert ilyen kisebb oscillációs lehűlés a „kis jégkorszak” 1450–1850 között (17. ábra). E négy évszázad alatt az alaskai, alpi, újzélandi és lappföldi gleccserek mind jelentősen túlnyúltak mai állapotukhoz képest. A „kis jégkorszak” alatt a földi éghajlat általában csak 1 fokkal volt alacsonyabb, mint ma. A gleccserek



16. ábra. Holocén kori klímaingadozások IMBRIE J. és IMBRIE K.P. (1979) szerint

A görbe a földi hőmérséklet általános változásának irányát mutatja, a hegységi gleccserek ingadozásai, valamint a fosszilis növények alapján. A klímaoptimum idején a közepes hőmérséklet kb. 2°C-kal volt magasabb a mai hőmérsékleti értékeknél. A kb. 300 évvel ezelőti, ún. "Kis jégkorszak" évi közepes hőmérséklete 1 °C-kal alacsonyabb volt a mainál



17. ábra. Az utolsó 1000 év éghajlati ingadozásai (LAMB H.H. 1979 szerint)

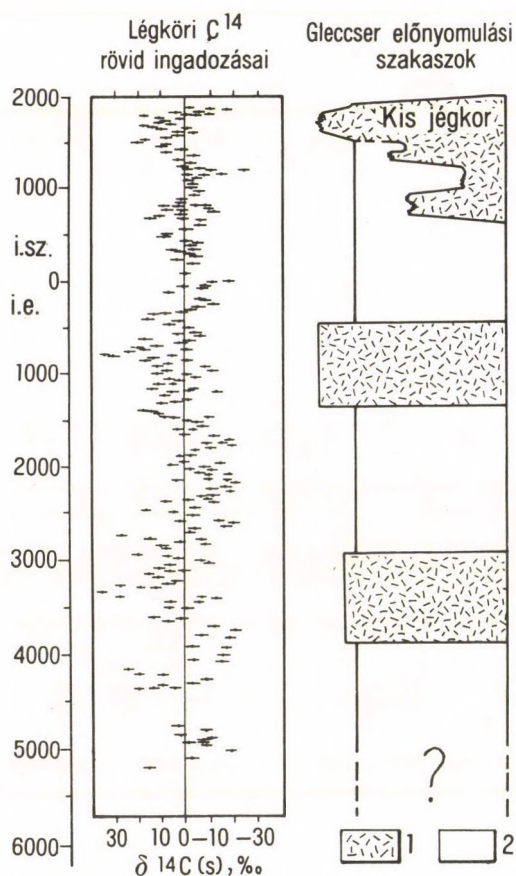
A görbe Kelet-Európa téli évszakának hőmérsékletét értékeli, frásos feljegyzések alapján. A "Kis jégkorszak" alatt (i.sz. 1450-1850) a földi hőmérséklet-csökkenés csupán 1°C körül mozgott. Akkor a hegységi gleccserek hossza számottevően meghaladta a mai elvégződésüket

végmorénáinak tanulmányozása alapján a jelenkorban a kisjégkorhoz hasonló esemény 5 alkalommal fordult elő, 250, 2800, 5300, 8000 és 10500 évvel ezelőtt. A „kis jégkorszakok” oka még ismeretlen. Néhány bizonyíték arra mutat, hogy ez a *napfolt* változásokkal áll kapcsolatban.

A jelenkori morénakutatás szerint (DENTON G.H. és KARLEN W. 1973) hőmérséklet emelkedés van kilátásban a legközelebbi 1000 évben (18. ábra). Ez a felmelegedés természetes éghajlati ciklus következménye, amelyet egy 22 ezer éves folyamatos lehűlés fog követni.

MITCHELL szerint azonban, ha az ember folytatja az állandóan növekvő energia-fogyasztást, amellyel a Föld légköre fokozottan és állandóan szennyeződik, akkor ez kihat a természetre, a természetes klímaváltozásra. A fosszilis tüzelőanyagok elégetése következtében a CO_2 gáz növekedni fog, ez világméretű átlagos hőmérséklet emelkedéssel járhat. A légköri hatás fokozódása az elkövetkezendő időszakban szuperinterglaciális körülményeket produkál. Ennek bekövetkezését ma még nehéz megállapítani (19. ábra).

Mindenesetre 1000 éves időszak alatt is olyan jelentős mennyiségű jég olvadhat el az Antarktison, amely a világtenger szintjének megemelkedését okozhatja és a tengerparti települések és termőhelyek víz alá kerülhetnek. IMBRIE J. és IMBRIE K.P. (1979) szerint bizonyos helyeken kiugróan magas termékenység következhet be a hőmérséklet emelkedés miatt, mint pl. volt a klímaoptimum idején Észak-Afrikában és a Közel-Keleten.



18. ábra. Gleccser előnyomulási szakaszok a jelenkorban (DENTON G.H. és KARLEN W. 1973 szerint)

A gleccser előnyomulási (1) és gleccser visszahúzódási időszakok (2) a légköri C^{14} -nek az ingadozásával jól korrelálnak

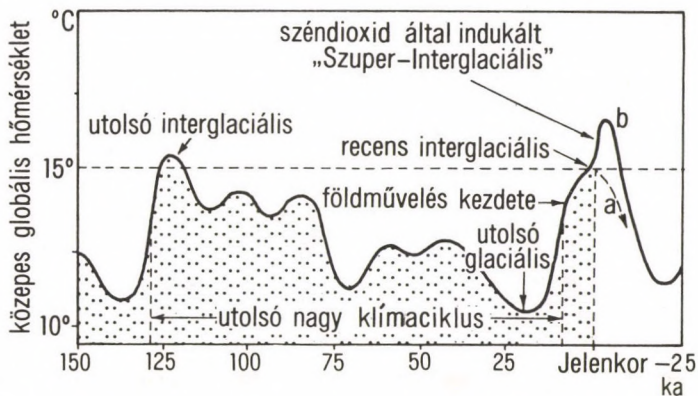
1.5.1. RÖVIDTÁVÚ ÉGHAJLATINGADOZÁS ELŐREJELZÉSE

Újabban a klimatológusok a közeljövő éghajlat ingadozásainak elemzésére rendszer szemléletű modellezést alkalmaznak.

A napsugárzás változásának a hatását az éghajlatra – a légkör mellett – több alapvető tényező (óceán, szárazföld, bioszféra, krioszféra) vizsgálatára is kiterjesztik.

A légkör a besugárzás változásainak hatására rövid idő alatt – egy hónapon belül – reagál. A világtengerekre, kontinensekre, növénytakaróra és a krioszférára a besugárzás hosszabb idő elteltével fejti ki hatását.

Az éghajlatprognózis tehát a lassan változó rendszerek változásait veszi elsősorban számításba, a légköri rövidebb időtartamú hőmérséklet változásokkal együttesen. Az éghajlati tényezők között bizonyos visszahatások is érvényesülnek, amelyek közül többnek a működés mechanizmusa még nem teljesen ismert.



19. ábra. Éghajlati előrejelzés az eljövendő 25 000 évre (MITCHELL J.M. 1977 szerint)

Az eljegesedésre vonatkozó csillagászati elmélet szerint a jövő természetes éghajlati változásában egy lehűlés következik be és kb. 23 000 év múlva alakulna ki az eljegesedés maximuma (a). De a CO₂-effektus hatására bekövetkező felmelegedés egy "szuper interglaciális"hoz" vezet (b). Ebben az esetben a következő eljegesedést bevezető lehűlési szakasz talán 2000 év múlva veszi kezdetét

Ennek ellenére a számítások szerint pl. a léghőmérséklet és a hőréteg egymásra-hatása a Föld pályaelemeinek változása mellett glaciális, ill. interglaciális méretű éghajlati ingadozást okozhat.

A Föld éghajlatának a közeljövőbeni változásáról a klimatológusok eltérően vélekednek.

Egyesek szerint a hőmérséklet emelkedés a Földön megáll, ill. kismértékben csökken, a légkörbe kerülő sok ipari porszennyeződés miatt.

Mások véleménye szerint a „kis jégkor” óta a földi hőmérséklet emelkedő tendenciát mutat, kisebb periódusú visszaesésekkel.

Ismét mások szerint a légkör CO₂ tartalmának növekedése egy évszázad alatt is csupán 0,5° C átlaghőmérséklet növekedést okozhat. Ezt az ipari eredetű aeroszol felhalmozódásának hatása közömbösítheti.

Így globálisan sem éghajlati felmelegedés, sem lehűlés nem várható kb. egy évszázadon belül. Legújabban a földi éghajlati ingadozások komplex természettudományos vizsgálatát az UNESCO „Bioszféra”-programja tűzte napirendre, a „Global Change” program keretében széles körű nemzetközi kutatást irányozva elő.

A Föld átlagos évi középhőmérsékletének a közeli évtizedekre várható emelkedését meteorológiai modellezéssel kísérik meg előrejelezni. Feltételezik a levegő CO₂ tartalmának az utóbbi évtizedekéhez hasonló mértékben való növekedését. Ez esetben a légköri „üvegházhatás” fokozódása révén 2010–2020-ra 2–4, sőt 6 °C évi átlagos hőmérséklet emelkedés lehetőségét sem zárják ki. A modellező előrejelzők is érzékelik a kalkulációk esetlegességeit és korlátait. A tájféldrajzi változások természetes trendjének

ismerete alapján viszont úgy ítéljük meg, hogy ilyen rövid, évtizedes nagyságrendű időszakasz alatt a légköri üvegházhatás fokozódása az egész Földre vonatkozóan nem okozhat 4–6 °C-os hőmérséklet emelkedést.

A közeli klímaváltozást előrejelző meteorológiai modellek szélsőséges eredményei bekövetkezésének ellenőrzésére figyelembe veendőnek tartjuk az Északi-félteke felsőpleisztocén és holocén időszakára ősklíma és őskörnyezet változásait bemutató atlaszt (FRENZEL—PÉCSI—VELICHKO 1992). A monografikus feldolgozás térképei és magyarázó szövege bemutatják 5 különböző klímaváltozás idejére (120 ka, 30–35 ka, 18–20 ka, 7,5 ka és 6,5 ka B. P.) az éghajlati elemek — hőmérséklet, csapadék téli, nyári és évi átlagos — eltéréseit a maihoz. Rekonstruáljuk továbbá az említett időszakokra a gleccserek, az állandóan fagyott talaj elterjedését, a kontinensek partvonalát, az éghajlati öveket, a növényzetet, a tájak változását, a maihoz viszonyított eltolódását. Az interglaciális jégmentes időszakok alatt elemzéseink szerint pl. a hőmérséklet évi középértékének globális változása nem haladta meg a 2–2,5 °C-ot. Ez az érték persze a Földön és a Földre ható természetes folyamatok változása hatására, évezredek időtartamok során alakult ki. Kérdéses, hogy a jórészt lokálisan és egyes kontinensrészekre korlátozott CO₂ gáz növekedés a földi éghajlatváltozások természetes mértékét és ütemét olyan döntően tudja-e befolyásolni, mint egyes szélsőséges prognózisokban számítgatják.

Úgy találjuk, hogy a közeljövő éghajlatváltozásait prognosztizáló munkaegyüttesekben a meteorológus, a paleoklimatológus ill. a paleogeográfus szakembereknek közösen célszerű kutatáseredményeiket egymás közt ellenőrizni és összesíteni.

2. A LÖSZ ÉS ELTERJEDÉSE

2.1. A LÖSZFOGALOM ÉS KRITÉRIUMAI

A lösz fogalmának értelmezése – sajátos tulajdonságainak eredete, a lösz kritériumainak meghatározása – évszázados kutatástörténete során sokféle elméletet, magyarázatot és vitát szült. A napjainkig is meglevő löszproblémának, a fogalom meghatározási különbségeknek az oka az, hogy a lösz (egyes kutatók, helyenként - időnként) eltérő szempontokat figyelembe véve határozták meg (definiálták), vagy jellemezték. A legáltalánosabb a petrográfiai és genetikai szempontú löszmeghatározás. E két esetben is több azonos paramétert vettek alapul, vagy bizonyos tényezőket eltérően hangsúlyoztak, vagy súlyoztak.

A lösz petrográfiai (mérnökgeológiai) szempontú meghatározása az anyag fizikai-kémiai-mineralógiai tulajdonságaira helyez súlyt.

A genetikai (geomorfológiai, sztratigráfiai) szempontú löszmeghatározások főként a lösz ásványi anyagának, szemcseösszetételének származására (1); a szállításának (2); lerakódásának módjára (3); az ásványi anyag lerakódás utáni átalakulása körülményeire (4) alapoznak.

A löszgenetikai magyarázatok főként abban térnek el egymástól, hogy a fentebbi (1–4) tényezők, ill. körülmények szerepét a lösz értelmezésében eltérő súllyal ítélik meg (részletesebben l. az 5. fejezetben).

Nem egyszerű minden szempontnak megfelelő löszmeghatározást adni azért sem, mert esetenként a lösz fogalmát igen széles értelemben, egyes geológiai térképek (pl. a Szovjetunióban) viszont szűkebb értelemben alkalmazzák. Az irodalomban több fogalom használatos, vannak akik a lösz kőzetnek, mások üledéknek, ismét mások formációnak, szisztémának nevezik. Ennek egyik oka, hogy a lösszel lényegében egyidőben képződött „szubaerikus” vályogot, agyagos vályogot és más, a löszhöz hasonló üledékeket löszszerű, vagy löszös képződmények néven különítik el. A lösz bonyolult rendszer, amelyet biogén és abiogén folyamatok alakítanak ki és a talajtól KRIGER N.I. (1986) szerint abban különbözik, hogy benne a biogén hatás sokkal kisebb.

A lösznek és a löszös képződményeknek (löszhöz csupán egyes paramétereikkel hasonló üledékek) egymástól való elkülönítésére megvan ugyan a törekvés, de az elhatároláshoz alkalmas kritériumok és üledékvizsgáló statisztikai módszerek együttesét nem használják általánosan, ill. egyforma súllyal.

A típusos lösz teljes körű kritériumaként az alábbi jellemzőket szokásos alkalmazni:

1. Egynemű, porózus, gyengén diagenetizált, fakósárga üledék;
2. az egyes löszkötegek általában rétegzetlenek, de a löszsorozatot gyakran fosszilis talajok, ill. vályog és homok közbetelepülések is tagolják;

3. az uralkodóan durva közetliszt, a porfrakció (10–50 mikron) elég jól osztályozott, súlyaránya: 40–70 súly %;
4. az agyag- és a homoktartalom súlyaránya (5–25 %) alárendelt szerepű. Az agyagásványok közül az illit, vagy a montmorillonit a domináló, gyakori kísérő a kaolinit, a vermikulit, a klorit is alárendelt mennyiségben;
5. túlnyomóan kvarcsemcsék (40–80 %, átlagosan 60–70 %) mellett csillámokat, földpátot, kalcium-karbonátot, dolomitot kisebb arányban tartalmaz;
6. a mésztartalom változó (1–20 %), mely a környezeti viszonyoktól függ, az ásványszemcsék összecementálásában nagy a szerepe, az idős löszben mészkonkréciók is jellemzők;
7. a lösz szemcséi részben enyhén cementáltak, részben aggregáltak, a porustérfogat 45–55 %, a lösz vízáteresztő;
8. száraz állapotban a meredek löszfalak is állékonyak, a lösz nyomószilárdsága: 1,5 kg/dm² vízzel telítődve nyomás hatására könnyen roskad;
9. felületi vízfolyások által könnyen erodálódik (pusztul), szubkután üregképződésre hajlamos;
10. szárazföldi, főként hidegtűrő fauna és flóra maradványok jellegzetesek a löszrétegekben;
11. a lösz ásványi anyagának felhalmozódása jórészt ismételt légi szállítás és osztályozást követően megy végbe, de a csapadékvíz, a hóolvadás és más lejtős folyamatok hatására az apró szemcsék tovább mozognak, míg végül a növényzet hatására megkötődnek;
12. a felhalmozódott poranyag meghatározott földrajzi környezetben (főként hideg sztyep, meleg sztyep, erdős sztyep övezetekben) diagenezis révén válik löszközetté.

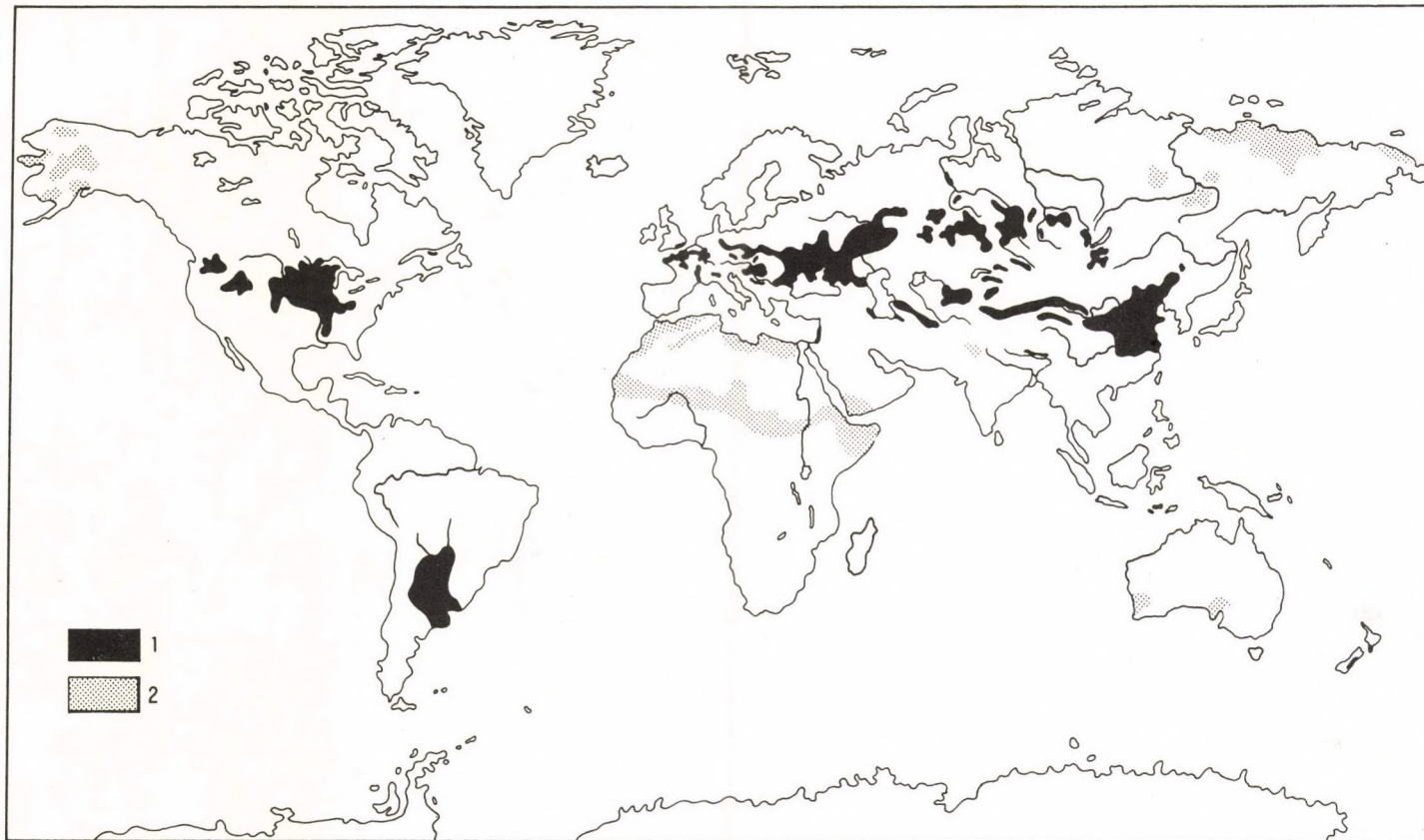
A főbb kritériumokat figyelembe véve és összegezve a típusos lösz jellemzője, hogy szemcseméretben a durva közetliszt az uralkodó, továbbá rétegzetlen, porózus, vízáteresztő, meredek falban is megálló, a víz hatására könnyen pusztuló, szerkezetes laza közet, amelyet a finom eloszlású limonit (vashidroxid) fakósárgára színez, a fő ásványos alkotórésze (40–80 %-ban) kvarc, alárendelten földpátot tartalmaz, az agyagásványok (5–20 %) és a karbonátok (1–20 %) változó mennyiséggel szerepelnek.

Az uralkodó könnyű ásványi szemcsetöredékek mellett alárendelten nehéz ásványok (ritka elemekkel) is előfordulnak, ezeknek és az agyagásványoknak társulásai az ásványi szemcsék származáshelyéről, a lösz keletkezés földrajzi környezetéről adnak információt.

Gyakori, hogy a típusos lösz kritériumai közül sokan a szemcsék eolikus szállítását és felhalmozását tartják a meghatározó tényezőnek, nem csak az anyag származási helye magyarázatára, hanem a lösz szemcseszövege létrejöttére vonatkozóan is. A löszkutatók más csoportja a löszszövet kialakulásában a tájökológiai tényezőknek, a sajátos földrajzi környezetnek, a növény- és talajbiológiai folyamatoknak a szerepét hangsúlyozza, amelyet már RICHTHOFEN is előtérbe állított (bővebben l. 5. fejezetet).

2.2. A LÖSZ ELTERJEDÉSE

A lösz az egyik legelterjedtebb jégkorszaki képződmény, a szárazfölkék felszínének közel 10 %-át borítja be köpenyszerűen. Elterjedése meghatározott földrajzi környezethez kapcsolódik. Különösen a félig száraz, füves sztyep, erdős sztyep és részben a mérsékelt övi erdőzónák földöveiben jellegzetes, kivéve az utolsó glaciálisban belföldi jégtakaróval borított kontinensrészeket.



20. ábra. A lösz és a löszszerű üledékek világméretű elterjedése (összeáll.: PÉCSI M. 1990a)
1 = lösz; 2 = löszszerű üledékek

A löszök és a löszös üledékek változatai is a megfelelő földrajzi környezettel szoros kapcsolatban alakultak ki és képesek ahhoz hozzáidomulni és tulajdonságaikat részben megváltoztatni.

A löszök kötegei nagyrészen a pleisztocén eljegesedési szakaszokkal csaknem egyidőben képződtek. A pleisztocén glaciálisoknál idősebb, valódi lösztulajdonságokkal rendelkező képződményeket eddig még nem tudták azonosítani.

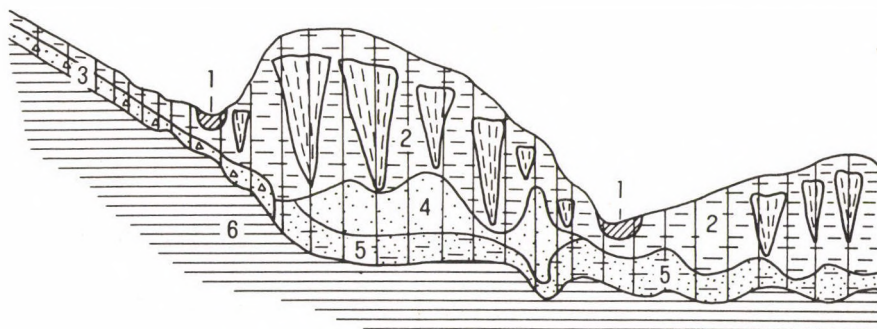
A löszök és löszszerű képződmények legnagyobb kiterjedésben a síkságokon, fennsíkokon, hegylábi felszíneken és nagy folyók menti medencékben találhatók (Kínai-löszfennsík, Szibériai-löszplató, Ferganai-medence, Orosz-síkság, Középső-és Alsó-Duna-medence, Közép-Rajna-medence, Alsó-Szajna menti terület, Észak-Amerikában a Mississippi-medence, a Columbiai-fennsík, Dél-Amerikában a La Plata-medence stb. (20. ábra).

Számottevő izolált foltok Közép-Európában a Visztula, Odera, Elba, Majna és mellékfolyóinak középső szakasza mentén gyakoriak. A jelenlegi mérsékelt övön kívül a mediterrán övben nem típusos kifejlődésű agyagosabb vagy homokosabb és barnás-rózsaszínű löszváltozatok (pl. Kashmir, Pakisztán, É-Irán, Izrael, Tunis, Új-Zéland löszös foltjai) alakultak ki. Az erősen óceáni klímahatás alatt álló mérsékelt övi területeken kialakult löszváltozatokban kevés, vagy teljesen hiányzik a mész, a kőzet enyhén barnás színű és a porozitása az átlagosnál jóval kisebb, viszont az agyagtartalom nagyobb. A hideg övben, az alaskai Yukon folyó menti lösz képződése a megfigyelések szerint a jelenkorban is folyik (PÉWÉ T. 1968). Számottevő jelenkori porfelhalmozódást észlelnek a Kínai-löszfennsíkon, a közép-ázsiai-medencékben, de e területeken lerakódó porból ma talaj képződik. Sajátos löszváltozat – a „jedoma” lösz-jég komplexum – fordul elő nagyobb foltokban Észak-Szibériában, az állandóan fagyott tundra övben (21. ábra, KONISHCHEV V.N. 1987, TOMIRDIARO S.V. 1980). A tajga övben, Jakutiában a Léna és az Aldan középfolyása menti homokos löszökben is jellegzetes a talajjég, főleg hatalmas jégékek formájában. A talajjég itt a pleisztocénból átöröklődött és helyenként degradálódik. Ez a folyamat termokarszt domborzatot hoz létre.

Az Orosz-síkság tajga övében kb. Moszkva szélességében és attól É-ra elterjedő vályogos barnás sárga löszváltozat a „szuglinok” (22. ábra). A pleisztocén glaciálisok alatt szintén az állandóan fagyott övezethez tartozott és a laza kőzetben jelentős mennyiségű talajjég, köztük jégékhálózat alakult ki, több egymásutáni fázisban. A talajjég ismételt kiolvadása következtében a kőzetkontinuum egyrészt – több ízben – elmozdult, tömörödött, a rétegszerkezet deformálódott, másrészt a kiolvadó jégékek, jéglercsek és a talaj érintkezése mentén az oldatok sótartalmának jó része kicsapódott. Meszes, vasas, mangános stb. elszíneződések kusza hálózata maradt vissza egyes rétegekben (VELICHKO A.A. és társai 1984). Hasonló eredetű, de kisebb mértékű elváltozások (pl. jégékek több generációjának formamaradványai) figyelhetők meg a Német-Lengyel-síkságon (Belgium, Hollandia, Németország, Lengyelország) a Visztula-jégtakaró periglaciális övében előforduló löszökben (HAESAERTS P. 1985, ROHDENBURG H. és MEYER B. 1966, VANDENBERGHE J. 1985, VAN VLIET-LANOË B. 1987, MARUSZCZAK H. 1987).

ÉNy

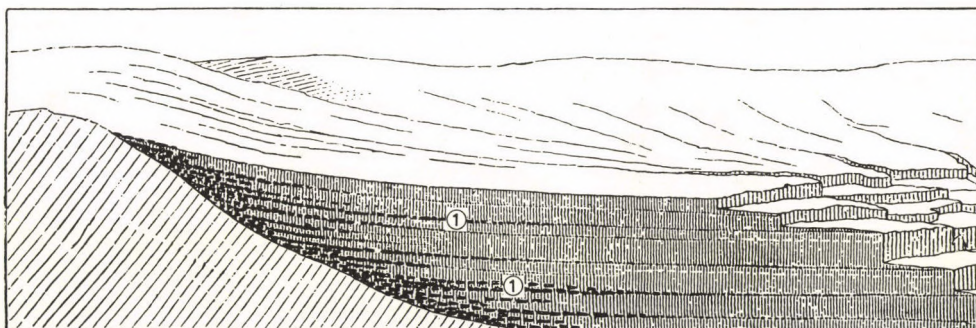
DK



21. ábra. Löss-jég komplexum a szibériai Kular-hegység heglábfelszínén (Jana-Omolon vidéken, KONISCHCHEV V.N. 1987 szerint)

1 = recens allúvium; 2 = a felsőpleisztocén lösz-jég komplexum; 3 = kollúvium; 4 és 5 = középsőpleisztocén allúvium; 6 = harmadidőszaki üledékek; függőleges vonalak = fúrások

Ugyancsak zonális, szubmediterrán éghajlati környezeti hatás következtében jött létre az enyhén rózsaszínű löszváltozatok, ill. vörös talajok egymásra települő sorozata. Ilyen pl. Kínában az Alsó Lishi lösz, a Wucheng lösz, Közép-Ázsiában a „köves-löss” formáció, a Kárpát-medencében a „Dunaföldvár formáció”. Az utóbbiak mind idős képződmények, löszhöz csupán hasonló szubaeरिकus üledékek, a típusos löszképződési



22. ábra. Kőzettörmelék rétegek (1) a kínai löszben, egy feltöltött medence peremén (RICHTHOFEN F. 1877–85)

Felhalmozódásuk hegységperemi kis vízfolyások tevékenységével függhet össze, a löszképződés szünetei-ben. Feltehetően főként kisebb eróziós hézagokat is képviselnek a löszsorozatban

időszakot megelőzően a pliocénban, az alsópleisztocénban meleg, szavannaszerű sztyepek alakulhattak ki.

Nem zonális, hanem az orográfia okozta éghajlatkülönbségek jelentőségére a löszváltozatok létrejöttében már korábban és többen felhívták a figyelmet. Legutóbb FINK J. és társai (1977) hangsúlyozottan elkülönítették a Keleti-Alpok peremi vályogos barna lösz (Staublehm) a Bécsi- ill. a Pannóniai-medencékben csapadékműködésben kialakult löszöktől.

Földrajzi övekkel, ill. a domborzati viszonyokkal szoros összefüggésben a löszből többé-kevésbé különböző, ahhoz csak hasonló változatok, „derivátumok” (agyagos lösz, löszös vályog, löszös homok, infúziós lösz stb.) térben változtathatják egymást a valódi lösszel.

Síkságokon helyenként a futóhomok, löszös homok és a lösz előfordulásai horizontálisan egymáshoz kapcsolódva, egyes esetekben pedig vertikálisan egymásra települve fordulnak elő.

A hegységi előterek, heglábfelszínek völgyközi hátai és a teraszos völgyek jellegzetes löszelőfordulási helyek.

A hegységközi zárt medencék és ezek völgyeinek lejtőin a löszök, ill. löszös üledékek különböző változatai fordulnak elő. A hegységi és dombvidéki löszök lejtőmenetben egyre kivastagodnak, különböző szemcseösszetételű és geneziséű rétegekre tagolódnak. Sokfelé jellegzetes, hogy a medence (lejtő) peremektől a hegység felé haladva az agyagfrakció aránya megnövekszik, a hegységi löszökben lejtőtörmelék is előfordul, amely utóbbi rétegesen vagy elszórtan fordul elő (22. ábra). Ez a jelenség orográfiai és helyi klíma különbségekre vezethető vissza.

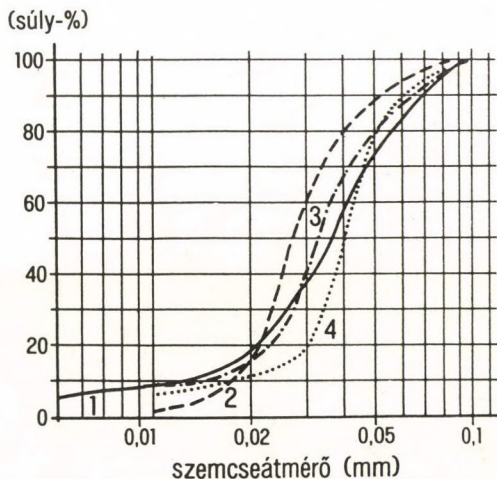
Gyakori az a megfigyelés is, hogy a lösz szemcseösszetételében a finomabb frakció százalékos aránya a lösz ásványi anyaga feltételezett származáshelyétől távolodva növekedést mutat. Ezt a jelenséget azonban bonyolítja az a körülmény, hogy nem csak a porszállítás folyamatában mehet végbe a szemcsék finomodó osztályozódása, hanem a felhalmozódási helyen a félig száraz zónáktól távolodva a csapadékosabb ökológiai környezetben diagenezis hatására a finomabb frakció (agyag) gyarapodik. Különösen jellegzetes ez a zárt medencékben (pl. a Columbiái-medencében, Kárpát-medencében), ahol azok közepén homokos lösz, típusos lösz az uralkodó, a hegységi peremek felé övezetesen nő a csapadék, és egyre vályogosabb, agyagosabb, mészből szegény barna löszváltozatok követik egymást. Ezzel szemben Argentínában a Pampa löszök jelentős része erősen meszes és homokos, egyes rétegek meszes, löszös homokoknak minősülnek (ZARATE M. 1991).

3. A LÖSZ ÖSSZETÉTELE

3.1. A LÖSZ SZEMCSEMÉRETE ÉS SZEMCSEELOSZLÁSA

A típusos lösz elég jól osztályozott. A 10–50 mikron átmérőjű szemcsék az össztérfogatnak átlagosan 40–70 súly%-át teszik ki (23. ábra). A laboratóriumok egy része ma és főleg korábban a 20–60 mikron szemcseméret arányával jellemzik a lösz domináló szemcseméretét. A két kissé eltérő szemcsenagyság tartomány vizsgálati eredményei lényeges különbséget nem mutatnak. Az átlagos szemcseméret többnyire tankönyvi általánosítás, ill. a részletelemzések összegzése. A valóságban egy-egy nagyobb feltárásban, löszsorozaton belül a domináló szemcseméretben nagyobb szélsőségek is előfordulnak (5., 6. táblázat).

A típusos lösz szemcseméret-összetétele globális léptékben általában a fentebbi eloszlást mutatja, bár emellett kimutatható regionális különbségek is vannak. Gyakran összevetik egy-egy jól osztályozott, típusos lösz szemcseösszetételének görbéit a jelenkori hulló por hasonló módon vizsgált görbéjével (24. ábra). Az ilyen szelektív összehasonlítás valóban hasonló szemcseeloszlási görbéket eredményez, bár 15–20 % különbség, arány-egyenletlenség ezek között is előfordul. A vulkáni porban az 50 mikron és az annál nagyobb szemcseméret nem több mint 0–15% (hasonló a 10 mikronnál



23. ábra. Rétegzetlen, típusos fiatal löszök szemcseeloszlási görbéi (PÉCSI M. 1966a)

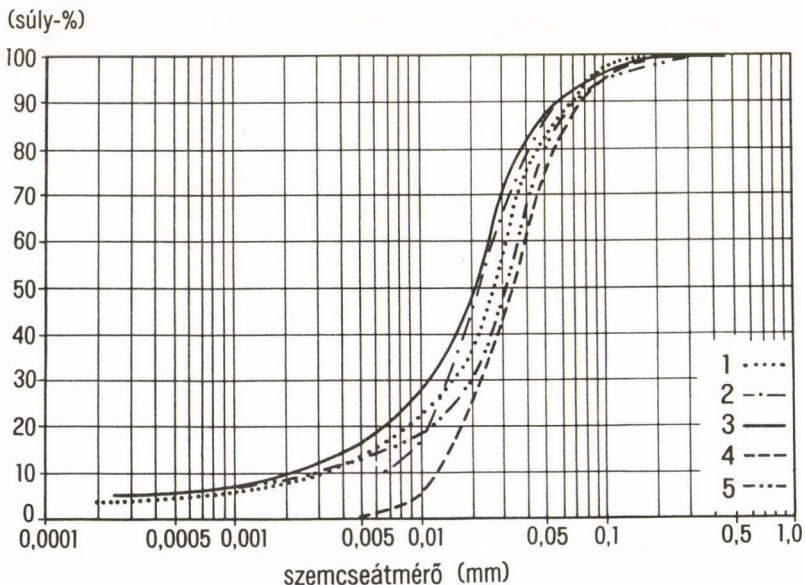
1 = Váci cementgyár, 2 m; 2 = Dunaújváros, 2 m; 3 = Dunaújváros, 4 m; 4 = Paks, 1,6 — 1,8 m

5. táblázat. A louchuani (Kína) löszszelvény szemcseösszetétele (súly-%)
(SASAJIMA S. — WANG Y. 1984)

| Sorozat | Szemcsefrakció (μm) | | | | | | |
|--|---------------------|--------|-------|------|------|-----|------|
| | 250-100 | 100-50 | 50-10 | 10-5 | 5-2 | 2-1 | <1 |
| Fiatal lösz, Malan lösz Q ₃ | 1,9 | 4,9 | 53,3 | 12,5 | 8,2 | 4,7 | 14,5 |
| Felső Lishi lösz Q ₂ ² | 1,0 | 9,0 | 52,7 | 11,0 | 8,6 | 4,8 | 12,9 |
| Alsó Lishi lösz Q ₂₁ | 0,8 | 4,5 | 50,3 | 12,3 | 10,5 | 6,5 | 14,2 |
| Wucheng lösz Q ₁ | 0,7 | 5,1 | 46,7 | 12,1 | 11,3 | 6,8 | 17,0 |

kisebb szemcsék aránya is). A Szahara sivatagból napjainkban időnként Európába légi úton szállított és lerakódott por domináló szemcsemérete is 10–50 mikron közötti. Árvizek idején, a kontinentális sztyepes, síksági folyók lebegtetett hordalékában is a 10–50 mikron szemcseméret az uralkodó (MADOS L. 1941, MEZŐSI J.—DONÁTH É. 1954, BOGÁRDI J. 1971).

A magyarországi Alföld folyóiban a lebegtetett hordalékok elemzése azt mutatták, hogy a szállított szemcseátmérő a vízállás növekedésével csökken, azaz magas vízállások esetén a finom szemcseméretű anyagok (0,016 mm–0,06 mm) mennyisége az összes többi szemcseméretű anyagok mennyiségét meghaladja (25. ábra). Ez a tapasztalat összhangban van KÖLBL L. (1930), JANIK C.V. (1969) és mások azon megállapításával,



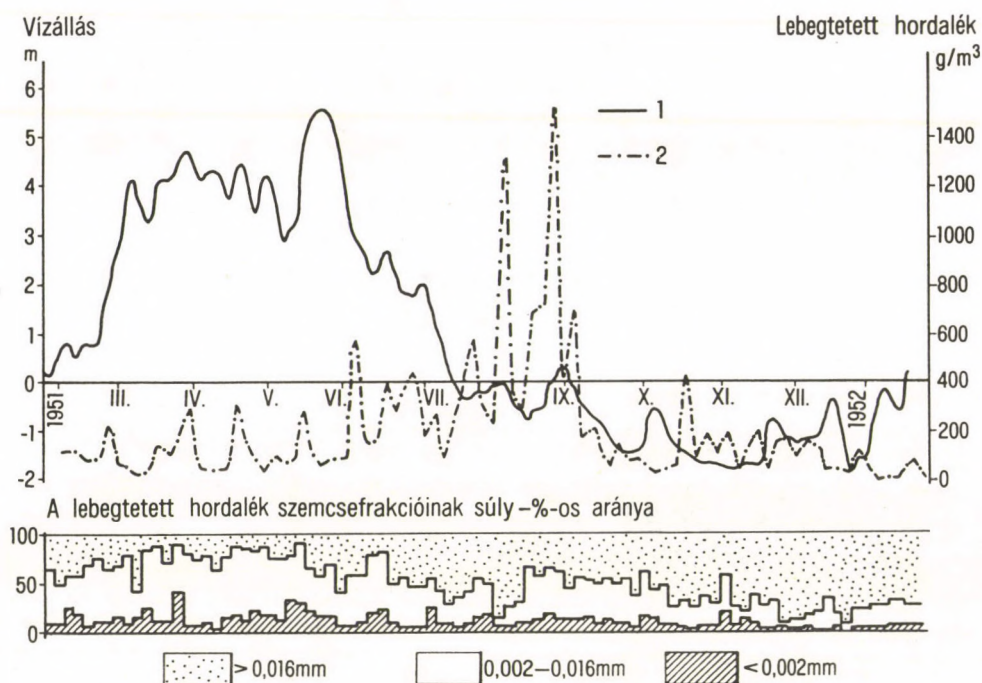
24. ábra. Eolikus úton szállított por és lösz összeggörbéinek összehasonlítása (PÉWÉ T.L. 1984)

1 = lösz, Szibéria; 2 = vulkáni hamu, Fairbanks/Alaska; 3 = por, Arizona; 4 = por, NSZK; 5 = por, Kansas

6. táblázat. A paksi löszfeltárás jellegzetes rétegeinek szemcseösszetétele (Elemzések: BALOGHNÉ DI GLÉRIA M.)

| Mintavétel mélysége (m) | Próba | CaCO ₃ | P | AL | Ps | Üledékek osztályozása SZILÁRD J. módszerével |
|-------------------------|-----------------------------------|-------------------|------|------|------|--|
| | | súly-% | | | | |
| 3,50 — 3,70 | h ₁ | 11,5 | 12,6 | 28,9 | 58,0 | Ps ^{III} ₂ ⁵ ; gy. agyagos, k. lösztartalmú, gy. karbonátos homok |
| 8,10 — 8,40 | l ₁ | 18,0 | 24,4 | 61,9 | 13,0 | Al ^{IV} ₁ ⁶ ; gy. agyagos, gy. homokos, k. karbonátos lösz |
| 8,70 — 8,90 | t ₁ (MF) | 15,1 | 37,3 | 47,1 | 15,4 | Al ^{II} ₃ ⁶ ; k. agyagos, gy. homokos, k. karbonátos lösz t |
| 9,70 — 9,90 | l ₂ | 19,5 | 28,2 | 61,4 | 9,6 | Al ^{IV} ₃ ⁷ -h; k. agyagos, e. karbonátos lösz |
| 11,20 — 11,40 | t ₂ (BD ₁) | 28,9 | 49,0 | 37,3 | 13,1 | P ^{II} ₃ ⁹ ; k. löszös, gy. homokos agyag, mészfelhalmozódással t |
| 12,00 — 12,20 | l ₃ | 17,0 | 34,9 | 46,7 | 17,2 | Al ^{II} ₃ ⁶ ; k. agyagos, gy. homokos, k. karbonáttartalmú lösz |
| 12,60 — 12,75 | t ₃ (BD ₂) | 15,2 | 37,8 | 38,0 | 23,8 | Al ^I ₃ ⁶ ; k. agyagos, gy. homokos, k. karbonáttartalmú lösz t |
| 13,35 — 13,55 | l ₄ | 13,4 | 38,9 | 46,6 | 13,6 | Al ^{II} ₃ ⁶ ; k. agyagos, gy. homokos, k. karbonáttartalmú lösz |
| 15,35 — 15,55 | P _{s1} | 18,7 | 15,9 | 26,5 | 57,5 | Ps ^{III} ₂ ⁶ ; gy. agyagos, k. lösztartalmú homok |
| 20,80 — 21,10 | l ₅ | 22,5 | 27,5 | 55,2 | 16,8 | Al ^{III} ₃ ⁸ ; k. agyagos, gy. homokos, +e. karbonáttartalmú lösz |
| 21,90 — 22,05 | t ₄ (BA) | 11,7 | 44,8 | 38,0 | 18,8 | P ^{II} ₃ ⁵ ; k. lösztartalmú, gy. homokos, gy. karbonáttartalmú agyag t |
| 25,30 — 25,60 | l ₆ | 27,2 | 25,0 | 63,6 | 11,2 | Al ^{IV} ₃ ⁹ ; k. agyagos, gy. homokos lösz, mészfelhalmozódással |
| 28,35 — 28,55 | t ₅ (MB) | 8,4 | 41,1 | 35,2 | 22,1 | P ^{II} ₃ ⁴ ; k. lösztartalmú, gy. homokos, +e. karbonáttartalmú agyag t |
| 29,45 — 29,75 | L ₁ | 27,2 | 24,4 | 49,2 | 26,0 | Al ^{II} ₂ ⁹ ; gy. agyagos, k. homokos lösz, mészfelhalmozódással |
| 30,75 — 30,95 | t ₆ (Phe) | 16,5 | 43,0 | 47,3 | 8,3 | Al ^{II} ₆ ⁶ -h; e. agyagos, k. karbonáttartalmú lösz t |
| 32,05 — 32,30 | L ₂ | 17,2 | 31,0 | 51,9 | 16,5 | Al ^{III} ₃ ⁶ ; k. agyagos, gy. homokos, k. karbonátos lösz |
| 35,45 — 35,60 | t ₇ (Mtp) | 4,5 | 46,8 | 35,5 | 17,2 | P ^{II} ₃ ² ; k. lösztartalmú, gy. homokos, k. kilúgozott agyag t |
| 36,85 — 37,15 | L ₃ | 18,7 | 35,4 | 49,5 | 14,4 | Al ^{II} ₃ ⁶ ; k. agyagos, gy. homokos, k. karbonáttartalmú lösz |
| 40,15 — 40,30 | t ₈ (PD ₁) | 9,4 | 45,2 | 49,0 | 5,4 | Al ^{II} ₆ ⁴ -h; e. agyagos, +gy. karbonátos lösz t |
| 41,90 — 42,10 | L ₄ | 20,2 | 37,8 | 55,4 | 6,3 | Al ^{III} ₃ ⁷ -h; k. agyagos, e. karbonátos lösz |
| 43,35 — 43,55 | t ₉ (PD ₂) | 11,5 | 44,5 | 45,8 | 9,1 | Al ^{II} ₆ ⁵ -h; e. agyagos, gy. karbonátos lösz t |

h = humuszos homok; l = fiatal lösz; t = talaj; L = öreg lösz; P = agyag (pelit), < 10 µm; AL = aleurit + löszfrakció, > 10-50 µm; Ps = homok (pszammit), > 50 µm; -h = homoktartalom < 10 súly-%; +gy. = nagyon gyengén; gy. = gyengén; k. = közepesen erősen; e. = erősen; +e. = igen erősen; löszös, ill. a lösz ebben az esetben a 10-50 µm frakcióra vonatkozik; Betűk (pl.L.) = nevezett üledék (legnagyobb részarány súly-%-ban); római számindex = nevezett üledék részaránya súly-%-ban (lásd 9. táblázat); arab számok = egyéb üledékfrakció (itt kettő) részaránya súly-%-ban (1 = gy/gy, 2 = gy/k, 3 = k/gy, 4 = k/k, 5 = gy/e, 6 = e/gy; Számozatlan: 0-<10 súly-%, gy = 10-<25 súly-%, k = 25-<40 súly-%, e = >40 súly-%); arab számú kitevő = karbonáttartalom (súly-%) (lásd 10. táblázat)



25. ábra. A Tisza lebegtetett hordaléka Szegednél, 1951. folyamán (MEZŐSI J.—DONÁTH É. 1954)

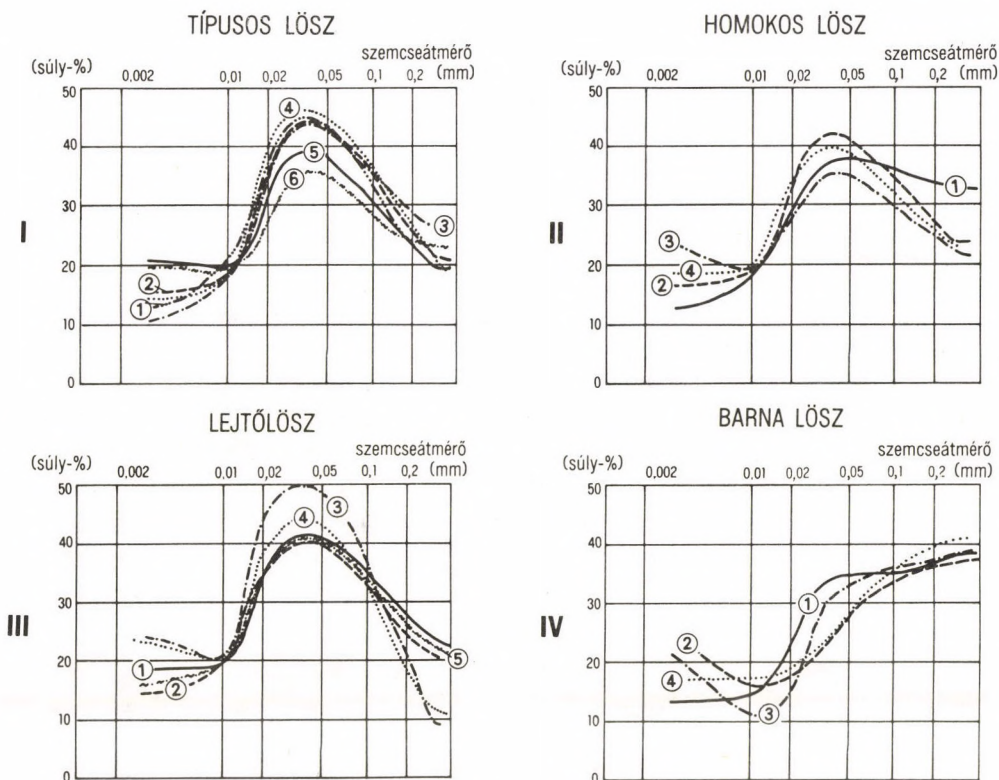
1 = a Tisza vízállása Szegednél; 2 = a Tisza lebegtetett hordaléka

hogy a löszök uralkodó szemcsenagyságát adó szemcseméretek felhalmozódása mind vízi, mind légi szállítás révén lehetséges.

Természetesen a nem típusos löszök, a löszszerű üledékek granulometriai összetételének százalékos aránya számottevően eltérő lehet. Egyrészt a finom homok, másrészt a durvább agyagfrakció aránya 20 % fölé növekszik (26. ábra).

Az ilyen kevésbé osztályozott löszös üledékeket, löszvariánsokat nevezéktanilag is elkülönítjük egymástól és a típusos lösztől is, szemcseméreteik százalékos részesedésének figyelembe vétele alapján. Ilyen irányú törekvésekre (SZILÁRD J. 1983) később visszatérünk, ill. néhány eljárást mutatunk be.

A lösz, ill. a különböző löszváltozatok szemnagyság eloszlásának pontos mérésére a legmegbízhatóbb a mikroszkópi eljárás, ami sok minta esetén nagyon időigényes, ill. az elektronmikroszkópos vizsgálat, ami egyúttal költséges is. Ezért a szemnagyságeloszlást többnyire valamilyen iszapolós módszerrel végzik. Az iszapolós vizsgálatoktól (teljesen) pontos eredményt nem várhatunk. A kis részecskék egy része ugyanis szuszpenzióba megy át vagy lebegve marad hosszabb időre. Ezért az analitikai módszer időtartama az elemzések adatainál közlendő.



26. ábra. Néhány magyarországi lösztípus gyakorisági görbéi (Elemzések: BALOGHNÉ DI GLÉRIA M.)

I = Típusos lösz: 1 = Dunaújváros, 6,60—6,80 m; 2 = Paks, 6,20—6,30 m; 3 = Dunaföldvár, 16,70—16,80 m; 4 = Dunaszekcső, 2,73—3,08 m; 5 = Mende, 12,30—13,10 m; 6 = Basaharc, 7,20—7,70 m. II = Homokos lösz a Duna—Tisza közéről: 1 = Bácsalmás, 2,35—2,65 m; 2 = Csávoly, 0,90—1,80 m; 3 = Kecskemét, 0,60—1,10 m; 4 = Császártöltés, 3,45—3,50 m. III = Lejtőlösz: 1 = Veszprém, 1,10—1,45 m; 2 = Zirc, 2,5—3,0 m; 3 = Csillaghegy, 3,00—3,20 m; 4 = Süttő, 1,70—2,10 m; 5 = Tamási, 7,30—7,50 m. IV = Barna lösz: 1 = Egyházaskörök; 2 = Vép; 3 = Lócs-Bő; 4 = Dióskál

A lösz szemmagyságeloszlásának a jellemzését táblázattal (5., 6. táblázat), hisztogrammal, gyakorisági görbével, összeggörbével, ill. a jellemző szemmagyság középértékeivel szokás megadni (27. ábra).

3.1.1. A SZEMCSEENAGYSÁG ÉS A SZEMCSEALAK JELLEMZÉSE

Medián (Md) a szemmagyság középértéke: az 50%-os vonal metszéspontja a szemcseeloszlási logaritmikus gyakorisági görbével (27. ábra).

Osztályozottsági fok (So); (TRASK P.D. 1932 szerint).

$$S_o = \sqrt{\frac{Q_3}{Q_1}}$$

Q_3 = A 75 %-os vonal metszéspontja a gyakorisági görbével.

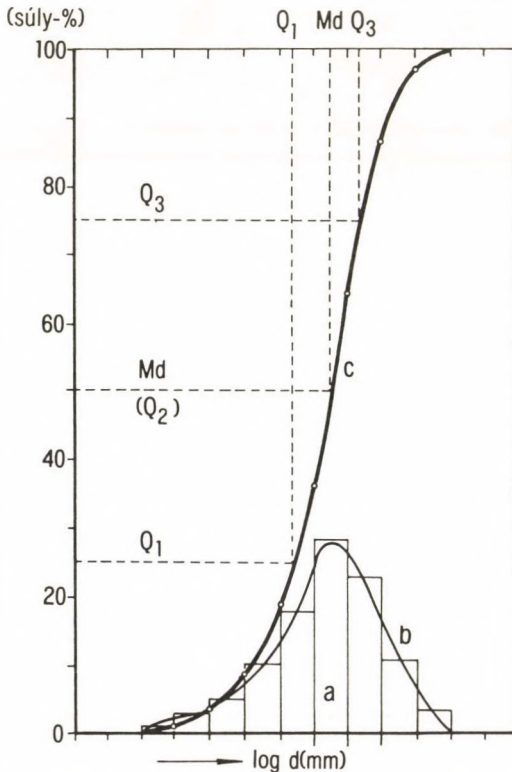
Q_1 = A 25%-os vonal metszéspontja a gyakorisági görbével.

$$\text{Csúcsosság (K)} = \frac{Q_3 - Q_1}{2 (90\% - 10\%)}$$

$$\text{Ferdesség (Sk)} = \frac{Q_1 \cdot Q_3}{Md^2}$$

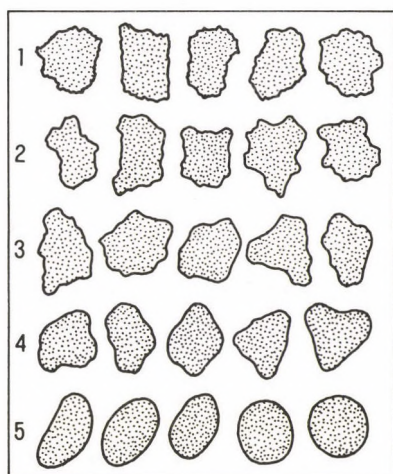
A lősz szemcséinek nemcsak a mérete, hanem a *geometriai alakja* is kifejező lehet, melyet megfelelő jellemzéssel kocka-, hasáb-, ill. gömbalaknak írnak le.

A *szemcsealak jellemzésére* különböző paramétereket is alkalmaznak. Van olyan eljárás, amely a szemcsék hossza, szélessége és magassága közötti viszonyt, más eljárás a szemcsék gömbölyűségét, vagyis a szemcse gömbalaktól való eltérését tartja jellemzőnek. Az ilyen méréseket a részecskék kis mérete miatt rendszerint azok felnagyított fotóin lehet elvégezni. A görgetettség meghatározására több módszer is létezik (CAILLEUX A. 1952, SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1933, SCHNEIDERHÖHN P. 1954, PÉCSI M.–



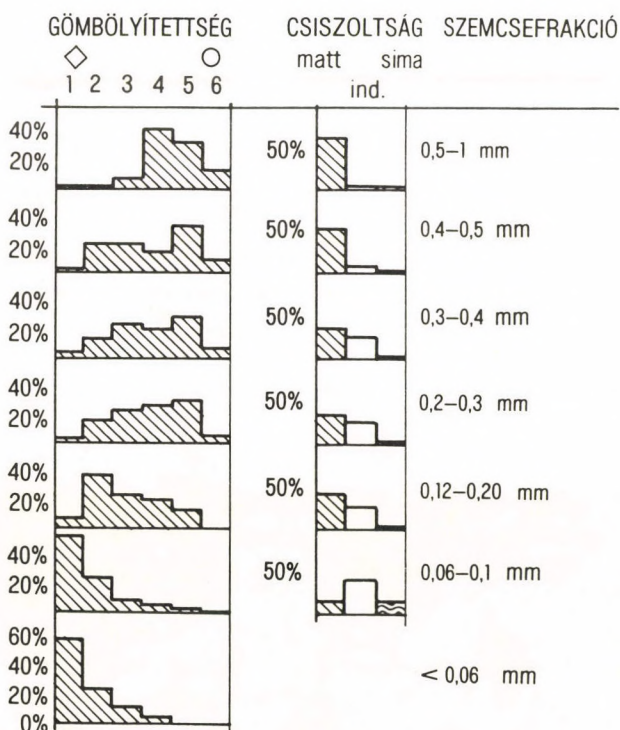
27. ábra. Szemcseeloszlási vizsgálatok eredményeinek alapvető ábrázolási módjai (MÜLLER G. 1964)

a = hisztogram; b = gyakorisági görbe; c = kumulatív, vagy összeggörbe, kiegészítve a kvartiléértékekkel (Q_1 , Q_2 [Md], Q_3)



28. ábra. Görgetettségi fok (RUSSEL-TAYLOR-PETTITJOHN szerint). Osztályozási határ- és középértékek PETTITJOHN szerint (SCHNEIDERHÖHN 1954)

1 = szögletes: 0—0,15/0,125 (teljesen lekerekítetlen, éles szöglek, élesen kialakított nagy és kis beöblösödések); 2 = kevésbé szögletes: 0,15—0,25/0,20 (rosszul lekerekített, enyhébb formájú és kevesebb számú beöblösödés); 3 = kevésbé gömbölyített: 0,25—0,40/0,315 (közepesen gömbölyű, kevés beöblösödés, enyhén kialakított nagy beöblösödések); 4 = gömbölyű: 0,4—0,6/0,5 (jól gömbölyített, hiányoznak a kis beöblösödések); 5 = jól kerekített: 0,6—1,0/0,8 (teljesen legömbölyített, az eredeti szögletesség már nem látható)



29. ábra. Löss és buckahomok különböző szemnagyságú kvarc részecske felszínének gömbölyöttsége és csiszoltsága; szilt, dűnehomok (GUENTHER E. W. 1961)

PÉCSINÉ DONÁTH É. 1959). A görgetettség középértékének a megítéléséhez legalább 25–50 szemcse megmérésére van szükség, melyek mérése sok időt igényel. Ezért kikísérleteztek gyorsabb, mégis kielégítően pontos eljárásokat. Pl. a (lössz) kvarc szemcséinek mikroszkópos felnagyított fotóit 4 vagy 10 *görgetettségi fokba*, ill. görgetettségi osztályba sorolták és ezekhez mint standard képekhez hasonlítják a vizsgálandó (lössz)minta kvarcsejtségeit (28. ábra). Az összehasonlításhoz mindig azonos ásványfajtát (elsősorban kvarcot, esetleg földpátot, csillámot) kell alkalmazni. De az ilyen analízisnél a nehézséget az okozza, hogy a lösz kvarcsejtségeiben a görgetettség igen alacsony, melyet csak elektronmikroszkópban lehet észlelni. A lösz szemcsenagyság tartományában a kvarcsejtségek közel a görgetettség határán vannak (29. ábra). Természetesen a szemcsék mérete, alakja és görgetettsége mellett még azok fénye, fakósága, ill. csiszoltsága is jellegzetes lehet, főként a szemcsék eredetére (szállításukra, felhalmozódásukra, feldarabolódásukra, ill. lerakódásuk utáni hatásukra) vonatkozóan. GUENTHER E.W. (1961) mottóként többször hangsúlyozta, hogy: „Jedes Körnchen eines Lösses hat seine Entstehungsgeschichte...Die verschiedensten exogenen Kräfte wirkten zerbrechend, lösend, schleifend auf die Teilchen ein”.

Olykor a *lössök finomsági fokának* meghatározását használják a löszrétegek főbb jellemzésére, ezt az egyes szemnagysági tartományok súly %-a alapján számítják ki. A finomsági fok – FG – vizsgálata lehetőséget ad a különböző rétegek, ill. különböző löszminták összehasonlítására. A módszert SCHÖNHALS E. (1955) vezette be. Újabban SIEBERTZ H. (1982) alkalmazta és az Alsó-Rajna-völgyi löszök jellemzésére használta. Az FG értékek itt a löszben 72 és 68 között váltakoznak (7. táblázat, 45a, b. ábra).

7. táblázat. Alsó-Rajna menti löszminta finomsági értéke (SIEBERTZ H. 1982)

| Szemcsefrakció DIN 4188 (mm) | Részesedés (%) | Részek összesége (%) | Finomsági érték FG |
|------------------------------------|-------------------|----------------------------|-----------------------|
| 2,0 — 1,0 | 0,1 | a ₉ 100,0 | 645,3 |
| 1,0 — 0,63 | 0,4 | a ₈ 99,9 | 545,3 |
| 0,63 — 0,2 | 3,7 | a ₇ 99,5 | 445,4 |
| 0,2 — 0,1 | 1,7 | a ₆ 95,8 | 345,9 |
| 0,1 — 0,063 | 2,0 | a ₅ 94,1 | 250,1 |
| 0,06 — 0,02 | 61,1 | a ₄ 92,1 | 156,0 |
| 0,02 — 0,006 | 14,1 | a ₃ 31,0 | 63,9 |
| 0,006 — 0,002 | 0,9 | a ₂ 16,9 | 32,9 |
| < 0,002 | <u>16,9</u> | a ₁ 16,0 | <u>16,0</u> |
| | 100,0 | | 71,7 |

A lösz szemcsenagyság mérésére különböző laboratóriumok eltérő módszereket alkalmaznak. Ezenkívül a szemcsenagyság határok megválasztásában is vannak eltérések. Egyes laboratóriumokban a 10–50 mikron tartományt mérik, más módszerek 20–60 mikron, ill. a 63 mikron közötti tartományt elemzik. De nemcsak a szemcsenagyság vizsgálati módszerben adódnak különbségek, hanem a lösz átlagos szemcsenagysága sem mindenütt azonos, több-kevesebb eltérés mutatkozik. Ezeket a valóságban is meglévő

különbségeket egyesek úgy értelmezik, hogy azokat az üledék anyagának lerakódása után különböző folyamatok okozzák. Ezek közül különösen a talajban élő mikroorganizmusok és a fagy tevékenységét hozzák fel példaként. Sokak szerint a lösz poranyaga mindig szél által halmozódik fel és a légi úton szállított por meglehetősen jól osztályozódik. Tehát a jól osztályozott lösz tartják rendszerint elsődleges lösznek. Az átlagos szemcseösszetételtől elérő minden módosulást utólagos átalakulásnak, ill. másodlagos lösznek vélnek (SMALLEY I.J. 1966, MÜCHER H.J. 1986). MÜCHER szerint, ha löszterületekről megfelelő összehasonlítást akarunk kapni, akkor a mintákat a talajok C-szintjéből kell venni. Többek szerint az áttelepült löszök szerkezetét mikroszkópos vizsgálattal észlelni lehet. Az elektronmikroszkópos vizsgálatok szerint a szilt nagyságú szemcsék (10–50 mikron) nagyrésze blokkos, szögletes, vagy félig szögletes, de előfordul gömbölyített alak, elsősorban a durva szilt és a finom homok frakciókban (BORSY Z. és társai 1984, DERBYSHIRE E. 1983, PYE K. 1984). A szilt szemcsék szögletességét SMALLEY szerint döntően gleccser törmeléköről tevékenysége vagy fagy okozhatja. Mások szerint előfordul a só mállásának hatására is ilyen szemcsealak. GRABOWSKA-OLSZEWSKA B. (1975), MÜCHER (1986) és SIEBERTZ (1982) azon a véleményen van, hogy a „származási terület” helyét és módját nem lehet meghatározni csupán a szemcsék alakja és texturája alapján.

3.1.2. ELJÁRÁSOK A LÖSZÖK SZEMCSEELOSZLÁS SZERINTI OSZTÁLYOZÁSÁRA

A löszök jellemző tulajdonságai közül általában első helyen a *sajátos szemnagysági eloszlást* tartják számon. Azonban – mint előbb röviden kifejtettük – még a szűkebb értelemben vett típusos löszöknek a szemcseösszetétele is ingadozik bizonyos határok között. A löszszerű képződményeknek szemcseeloszlás görbéi sok esetben még nagyobb különbséget mutatnak. Az is gyakran előfordul, hogy egyes löszszerű üledékek – pl. mésztelen löszök, homokos löszök – szemcseeloszlási görbéi nem lényegesen térnek el a szűkebb értelemben vett – típusos – löszökétől. A helyszíni megfigyelések során a szemcsenagyság különbségek a löszök és az egyes löszszerű képződmények között nem mindig észlelhetők. Sőt, esetenként laboratóriumi, granulometriai elemzések alapján készült görbék sem nyújtanak egyedül eligazítást annak megítélésében, hogy lösszel vagy löszszerű üledékkel van dolgunk. Ehhez más paraméterek figyelembe vételére is szükség van.

Mégis, a szemcseeloszlási vizsgálatok eredményei alapján közelítik meg először a löszök litológiai jellemzését, sőt alkalmaznak szemcsenagyság szerinti rendszerezést, osztályozást és terminológiai megnevezéseket.

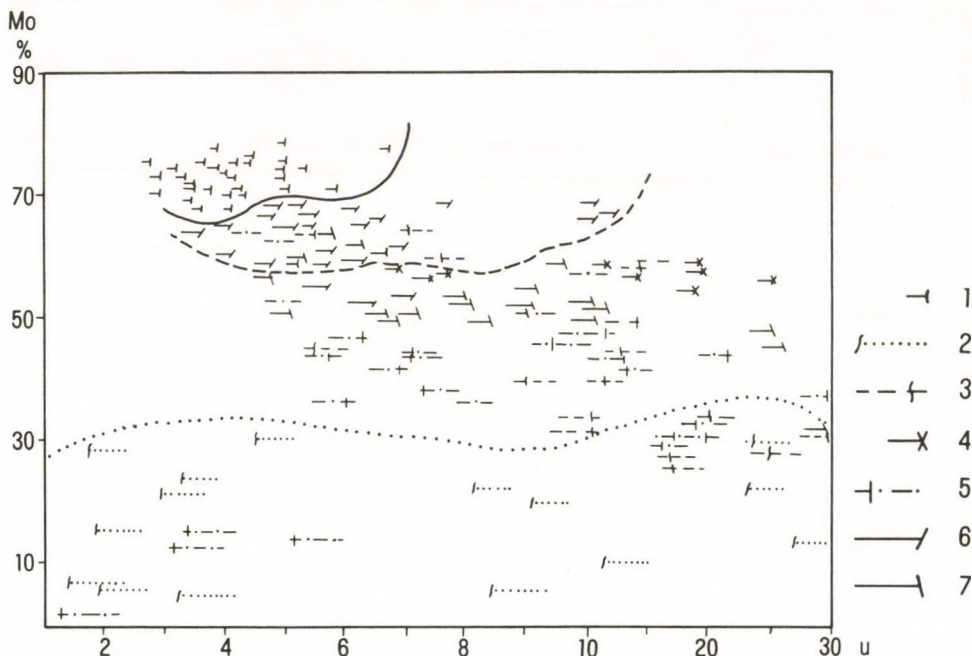
Mivel a különböző országokban, ill. laboratóriumokban, az eltérő célokból végzett lösz szemcsenagyság vizsgálatok is különbözőek, ill. nem egységesek, a litológiai megnevezéseknek is eltérő tartalma lehet.

3.1.2.1. HAHN Gy.- féle szemcsenagyság összetételi ábrázolás

Az elmúlt néhány évtized alatt vezetésem mellett egy löszkutató munkaközösség és laboratórium sok ezer löszminta szemcseeloszlását vizsgálta meg. Az összegyűlt nagyszámú lösz és löszszerű üledékek granulometriai analízisének eredményeire támaszkodva HAHN GY. (1985) egy olyan szemcsenagyság eloszlás ábrázolási módot dolgozott ki, amely egy ábrán akár több száz löszminta jól közelítő litológiai osztályozására, elemzésének megnevezésére alkalmas. A löszminták szemcsenagyság elemzésének ilyen ábrázolása löszgenetikai osztályozásra is alkalmas (30a. ábra). A módszer az osztályozottság fokainak vizsgálatán alapul és alkalmazza a mérnöki gyakorlatban általánosan használt $U = D_{60}/D_{10}$, ún. *egyenletlenségi fokot*.

3.1.2.2. SZILÁRD J.- féle löszlitológiai osztályozás és nevezéktan

A fent említett adatbázisra támaszkodva SZILÁRD J. (1983, 1985) egy újabb osztályozási módszert készített és javaslatot tett a löszök és löszszerű üledékek granulometria



30a. ábra. Magyarország lösz és löszszerű üledékeinek osztályozása szemcseeloszlásuk alapján (HAHN GY. 1972)

1 = eolikus lösz; 2 = homok; 3 = tufit; 4 = talaj; 5 = alluviális lösz; 6 = deluviális lösz; 7 = epigenetikus lösz; u = egyenlőtlenségi együttható; Mo = közetlisztfraakció

metriai összetétele és mésztartalma súlyszázalékos arányának egzakt alapon való megnevezésére (6., 8–10. táblázat).

8. táblázat. A löszök négy fő szemcsenagyság tartománya
(SZILÁRD J. 1983)

| | | | |
|--|---|---|---|
| < 5 μm Agyag (pelit, P) | 5–20 μm Finom szilt (aleurit, A) | 20–50 μm Durva szilt (lösz, L) | > 50 μm Homok (pszammit, Ps) |
|--|---|---|---|

9. táblázat. Lössfrakciók osztályozása súly-%-ban
(SZILÁRD J. 1983)

| | | |
|-----------|---|---------|
| L^0 | = | < 30 |
| L^I | = | 30 — 40 |
| L^{II} | = | 40 — 50 |
| L^{III} | = | 50 — 60 |
| L^{IV} | = | > 60 |

10. táblázat. A lösz karbonáttartalom (különösen CaCO_3) súly-% szerinti osztályozása
(SZILÁRD J. 1983)

| | | | |
|-------|---|-----------|--|
| l^1 | = | < 3 | Teljesen vagy erősen kilúgozott |
| l^2 | = | 3 — < 5 | Közepesen kilúgozott |
| l^3 | = | 5 — < 7 | Gyengén kilúgozott |
| l^4 | = | 7 — < 10 | Nagyon alacsony karbonáttartalom |
| l^5 | = | 10 — < 13 | Gyenge karbonáttartalom |
| l^6 | = | 13 — < 19 | Közepesen erős karbonáttartalom |
| l^7 | = | 19 — < 22 | Erős karbonáttartalom |
| l^8 | = | 22 — < 25 | Nagyon erős karbonáttartalom |
| l^9 | = | ≥ 25 | Mészfelhalmozódásos üledék, mészmárga |

A névadó alapüledék SZILÁRD J. szerint az, amely a négy komponens közül a legtöbb súly %-kal jelenlevő.

Valószínűleg az esetek többségében az a minta, amely az L^0 és L^I súlyszázalék kategóriához tartozik, nem minősíthető valódi lösznek. Ugyancsak inkább a löszszerű képződményekhez sorolhatjuk azokat a löszmintákat, amelyek l^1 , l^2 kategóriába (teljesen, erősen vagy közepesen kilúgozott lösz), ill. l^8 , l^9 CaCO_3 kategóriába (mészakkumulációs szintek) tartoznak (10. táblázat).

SZILÁRD J. az üledékekben (esetünkben a löszben) az agyag, ill. a homok frakció részarányát három paraméter: gyenge (gy) = 10–25 %, közepes (k) = 25–40 %, erős (e) = >40 % kombinációjával jellemzi:

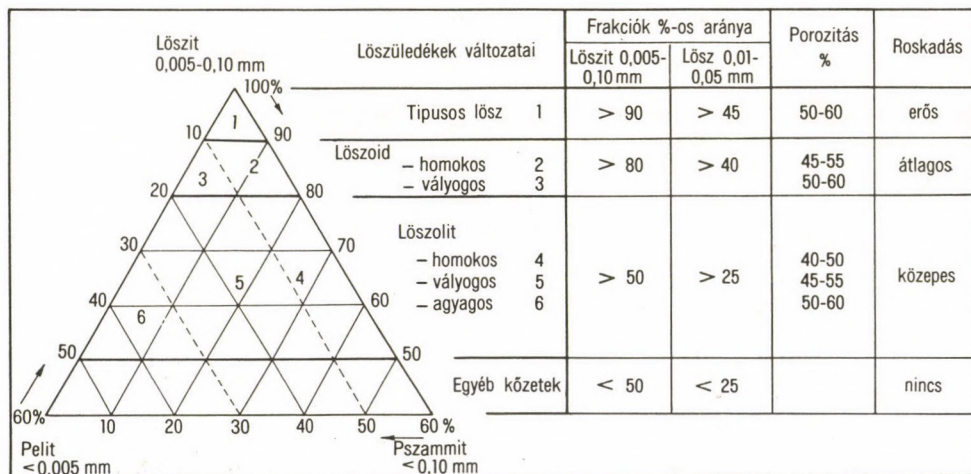
$$\begin{array}{ll} 1 = \text{gy/g} & 4 = \text{k/k} \\ 2 = \text{gy/k} & 5 = \text{gy/e} \\ 3 = \text{k/g} & 6 = \text{e/g} \end{array}$$

A fentiek figyelembe vétele alapján SZILÁRD J. a löszszelvényekben előforduló rétegeket a 6. táblázat szerinti szimbólumokkal, illetve jellemző tömör leírással standardizálta (pl. a Paks ls lösz AL^{III} 3⁸ = k. agyagos, gy. homokos, e. karbonáttartalmú lösz).

3.1.2.3. A löszváltozatok osztályozása ZIANGIROV R.SZ. és BÜKOVA V.SZ. szerint

Döntően a löszök szemcseméret szerinti osztályozását és egyfajta nevezéktani kísérletét mutatja be a 30b. ábra.

A löszváltozatok és azok 3 fő frakciója (homok, agyag, lösz) és azok részesedése alapján hat féle löszös képződményt különböztet meg. A pelit, pszammit analógiájára bevezeti a löszit fogalmát, melyhez az 5–100 mikron átmérőjű szemcsetartomány súlyszázalékos aránya szerint is ad osztályozást. Ez az eljárás azokat a laza üledékeket, amelyeknél a löszit < 50 súly %, ill. a löszfrakció < 25 súly % és nem süppedékeny, nem sorolja a löszös kőzetek közé. Ez a fajta osztályozás elsősorban talajmechanikai szempontból lehet hasznos.



30b. ábra. A löszök szemcseösszetétel szerinti osztályozása (ZIANGIROV R.SZ. — BÜKOVA V.SZ. 1984)

Löszoid = löszszerű üledék; löszolit = lösz jellegű üledék (löszderivátum)

3.2. A LÖSZÖK ÁSVÁNYOS ÖSSZETÉTELE

A löszök ásványos összetétele mind rétegenként, mind régióként változó. A változás mértéke különböző, lehet csekély, de többnyire szignifikáns. Összefüggés mutatkozik a löszök kémiai és ásványos összetételében, továbbá a szemnagyságeloszlás és az ásványos összetétel között is (31. ábra, 11., 12. táblázat). Így pl. a löszök különböző szemnagyságosztályaiban eltérő elemek eltérő arányban fordulhatnak elő.

A durva és közepes „homok frakció”-ban a kvarc dominál. A durva és finom „aleurit frakció”-ban a kvarc (30–50 %) mellett a földpát (5–20 %), a karbonát-kalcit-dolomit (2–25 %), a csillám, a klorit (4–10 %) és a nehézasványok (1–6 %) fordulnak elő a felsorolt átlagos értékeken belül változó arányban.

A „pelites frakció”-ban az agyagásványok az uralkodók: illit (10–30 %), montmorillonit (5–15 %), kaolinit (1–5 %), továbbá a klorit (2–10 %), vermikulit (1–2 %). Ezen belül a durva agyagban (0,6–2 mikron) és a középszemnagyságú agyagban (0,2–0,6 mikron) az illit (15–35 %) a legjelentősebb. A finom agyag (<0,2 mikron) főleg montmorillonitot (szmektit) (15–50 %) tartalmaz.

A fenti ásványok mellett a löszben kisebb mennyiségben előfordulhat: pirit (0,2–1,5 %), vasoxid-hidroxid (középtértékben 2 %), alumínium-hidroxid (2–3 %). Ezenkívül a löszök kevés szerves anyagot is (0,0–0,3 %) tartalmaznak (32. ábra).

3.2.1. NEHÉZ- ÉS KÖNNYŰÁSVÁNYOK

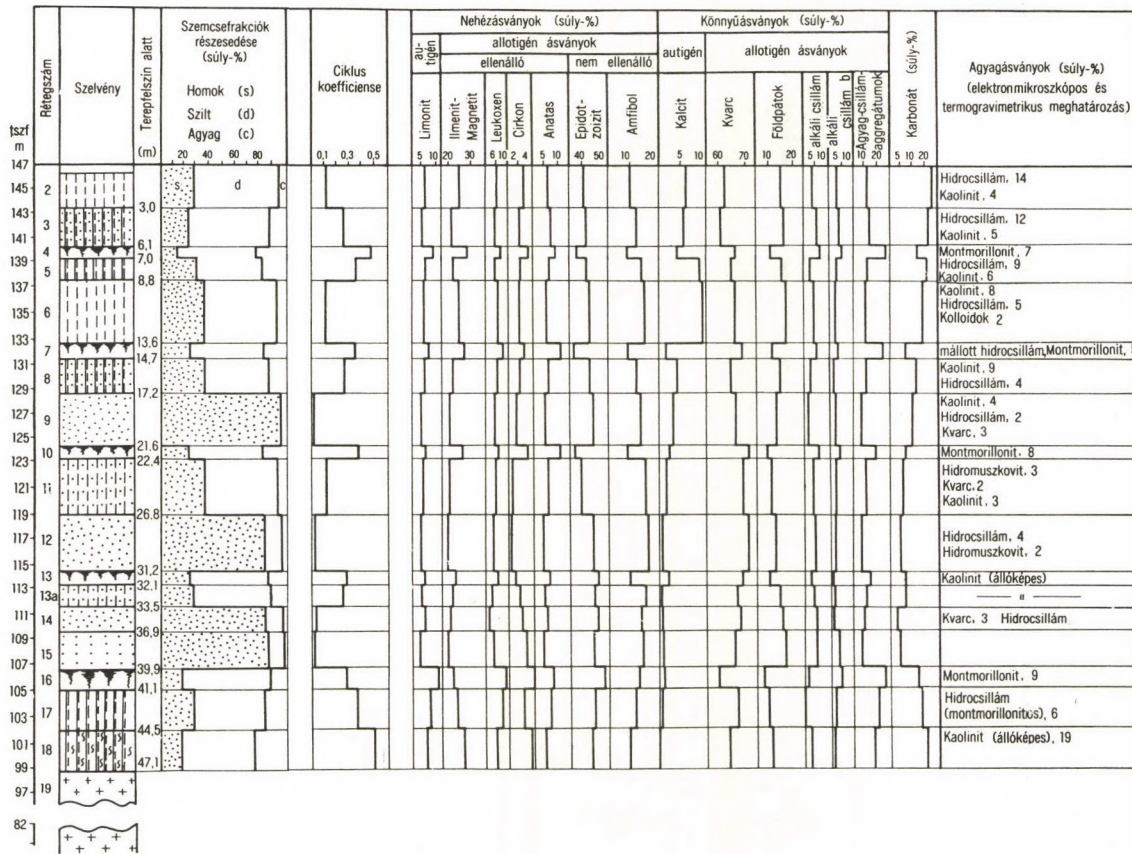
A durva aleurit frakcióban mintegy negyven féle nehéz- és könnyűásvány fordul elő (33. ábra, 13. táblázat).

Ezek nagy része nem helyben képződött (allotigen) ásvány és a lösz anyagának származáshelyére nyújthat felvilágosítást, néhány autigen ásvány (limonit, pirit és kalcit) a löszben, helyben képződhet.

A nehézasványok elemzői közül sokan és ismételten felhívták a figyelmet arra, hogy a lösz ásványos összetétele és a környékbeli felszíni kőzetek nehézasvány társulásai között szoros a kapcsolat. A különböző löszvidékek nehézasványainak összehasonlítása egyértelműen helyi különbségekre mutat (BURACZYNSKI J. 1978, CODARCEA V.–BANDRABUR T. 1984, FRYE J.C. és társai 1962). Az is ismert, hogy a nehézasványok mennyiségi és minőségi különbségei a különböző korú (fiatal, idős) löszrétegekben is eltérőek. Az eltéréseket lehordási területtel és a térben, időben változóan hatékony mállási folyamatokkal magyarázzák (34. ábra).

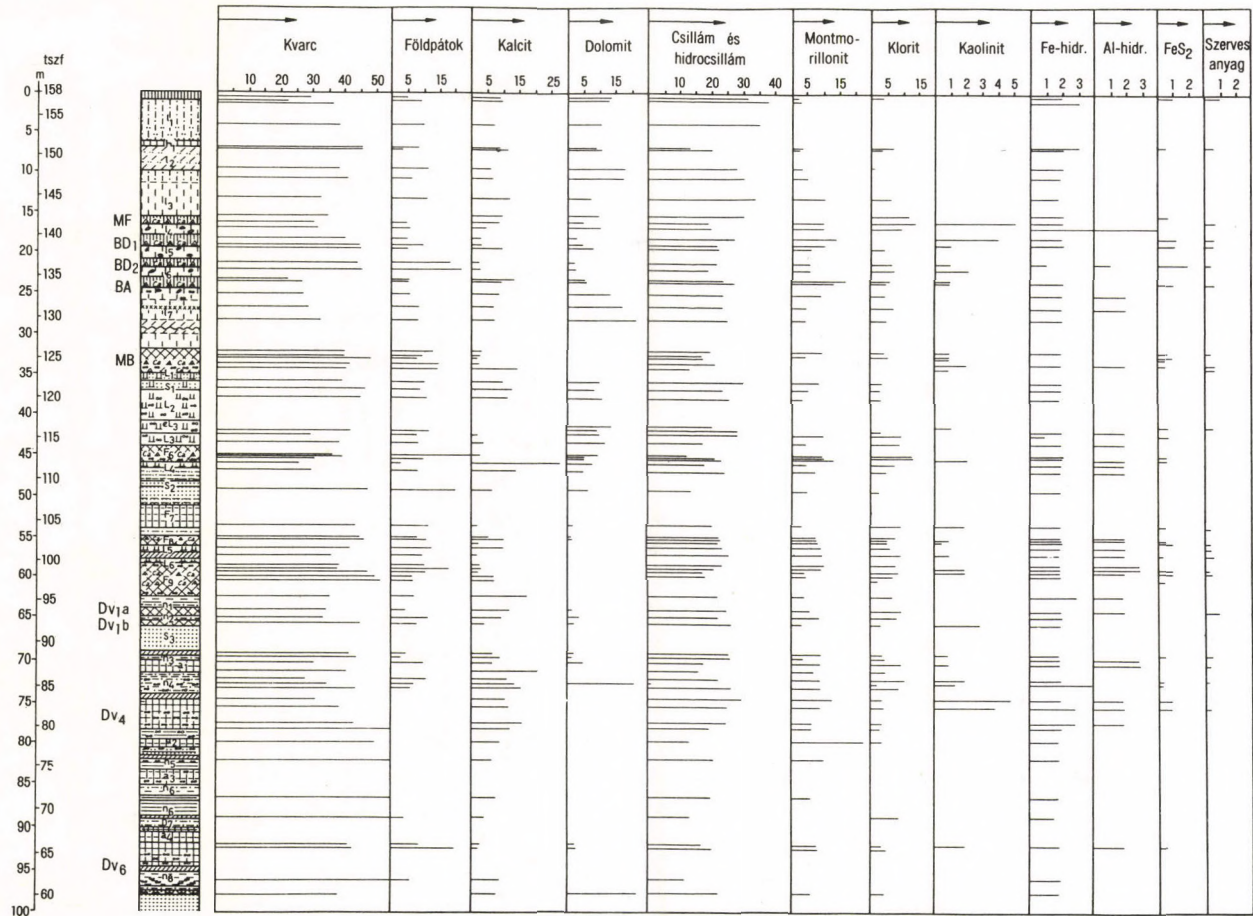
A talajok A₁ szintjében a nehézasványok kisebb mennyiségben fordulnak elő. A fosszilis talajokban az opak (átlátszatlan) ásványok megnövekedett mennyiségét találják. A talajszintek általában az átlátszó (transparens) ásványok mállottságának magasabb fokával is különböznek a löszrétegektől (BURACZYNSKI J. 1978).

A löszökben a nehézasványok bizonyos csoportosulásának nagyon eltérő változa-

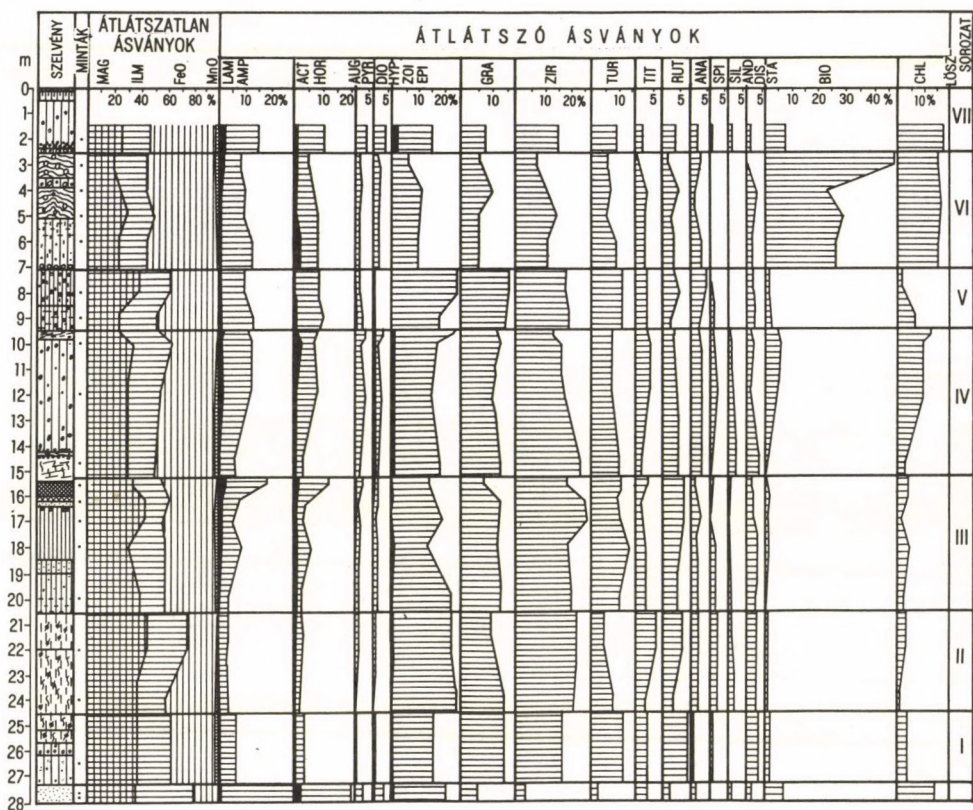


31. ábra. Egy novoszibirszki löszszelvény granulometriai és ásványtani összetétele (SHAEVICH Ya.E. 1984)

Régeek: 4, 7, 10, 13, 16 = paleotalajok; 2, 3, 5, 6, 8, 11, 13a, 17 = löszök és löszszerű üledékek; 9, 12, 14, 15 = túlnyomóan homokok; 18 = vályog; 19 = gránit



32. ábra. A Paks—dunakömlődi löszszelvény ásványtani összetétele (súly-%-ban) (GEREI L. és társai 1979). Magyarázat a 139. ábránál



33. ábra. Achenheim 2. löszszelvény nehézásvány tartalma (BURACZYNSKI J. 1978)

MAG = magnetit; ILM = ilmenit; FeO = vasoxidok; MnO = mangánoxidok; LAM = lamprofillit; AMP = amfibolok; ACT = akktinolit; HOR = hornblende; AUG = augit; PYR = piroxének; DIO = diopszid; HYP = hipersztén; ZOI = zoizit; EPI = epidot; GRA = gránát; ZIR = zirkon; TUR = turmalin; TIT = titanit; RUT = rutil; ANA = anatase; SPI = spinell; SIL = szillimanit; AND = andaluzit; DIS = disztén; STA = sztaurolit; BIO = biotit; CHL = klorit

ait mutatják ki (14. táblázat). Nehéz a löszre általában jellemző nehézásvány sorrendiséget, gyakoriságot kimutatni. A gránát és az ellenálló (stabil) ásványok – cirkon, rutil, turmalin – százalékos aránya általában nagyobb, mint a többi nehézásványé. A fosszilis talajokban pedig a kevésbé stabilis ásványok kisebb arányban fordulnak elő.

A löszfeltárásokban a nehézásványok mállottsági fokának jellemzésére különböző koefficienseket is alkalmaznak. A koefficiensek rétegenként nem nagyon változnak, inkább egyes összletek között – fiatal, ill. öreg lösz – adódnak szignifikáns eltérések (14. táblázat).

11. táblázat. A paksi löszök ásványi összetétele (súly-%)
(Elemzések: REMÉNYI M. – GEREIL.)

| Mintamélység (m) | Kvarc | Földpát | Kalcit | Dolomit | Csillám | Montmorillonit | Kaolinit | Klorit | Közberétegzett ásvány | Hidroxidok | | Pirit |
|------------------|---------------|---------|--------|---------|---------|----------------|----------|--------|-----------------------|------------|----|-------|
| | | | | | | | | | | Fe | Al | |
| Fiatal lösz | 3,00 — 3,20 | 6 | 10 | 10 | 24 | 7 | 2 | 10 | 6 | 4 | 4 | 1 |
| | 6,80 — 7,00 | 7 | 10 | 10 | 23 | 6 | 2 | 16 | 6 | 3 | 3 | - |
| | 7,20 — 7,30 | 4 | 9 | 8 | 18 | 8 | 3 | 20 | 4 | 3 | 3 | 1 |
| | 7,80 — 8,00 | 6 | 8 | 8 | 22 | 6 | 3 | 17 | 4 | 4 | 4 | - |
| | 10,50 — 10,70 | 5 | 10 | 8 | 21 | 6 | 3 | 16 | 6 | 3 | 3 | 1 |
| Öreg lösz | 16,00 — 16,20 | 9 | 10 | 5 | 20 | 4 | 3 | 20 | 4 | 2 | 2 | 1 |
| | 20,20 — 20,40 | 4 | 8 | 16 | 20 | 4 | 2 | 16 | 3 | 2 | 2 | 1 |
| | 26,50 — 26,70 | 3 | 6 | 5 | 44 | 4 | 3 | 14 | 4 | 3 | 3 | 1 |
| | 31,50 — 31,70 | 11 | 7 | 6 | 28 | 6 | 3 | 12 | 4 | 3 | 3 | 1 |
| | 39,00 — 39,20 | 8 | 8 | 7 | 27 | 6 | 2 | 18 | 5 | 3 | 3 | 1 |

3.3. A LÖSZÖK KÉMIAI ÖSSZETÉTELE

A löszök általában termékeny talajokat hordoznak, de a földhasználat során könnyen erodálódnak és egyes típusaik tömörödnek, roskadnak. E tulajdonságaik elsősorban a kőzet ásványi-kémiai összetételével mutatnak szoros összefüggést. Ezért talajtani, talajmechanikai és nem utolsósorban (geo)kémiai összetételük és sajátosságaik vizsgálatát kiterjesztik a felszíni talaj alatti löszrétegekre és az eltemetett talajokra is.

A löszök jellemzésére egyre több kutató keresi a mind egzaktabb fizikai és kémiai jellemzőket, amelyekkel sajátosságaikat jobban megismerhetjük, az egyes típusokat egymástól elkülöníthetjük.

Ilyen kémiai módszerként az elemi (oxidos) összetétel megállapítása már régóta folyik. Egy-egy szelvény teljes kémiai elemzése, az elemoxidok vizsgálata alkalmas lehet a különböző löszvidékek, ill. a löszrétegek egymással való összehasonlítására, keletkezési körülményeik értékelésére (15–16. táblázat).

A kémiai összetétel a löszszelvényeken belül is, ill. regionálisan is kisebb-nagyobb ingadozásokat mutat (17–18. táblázat).

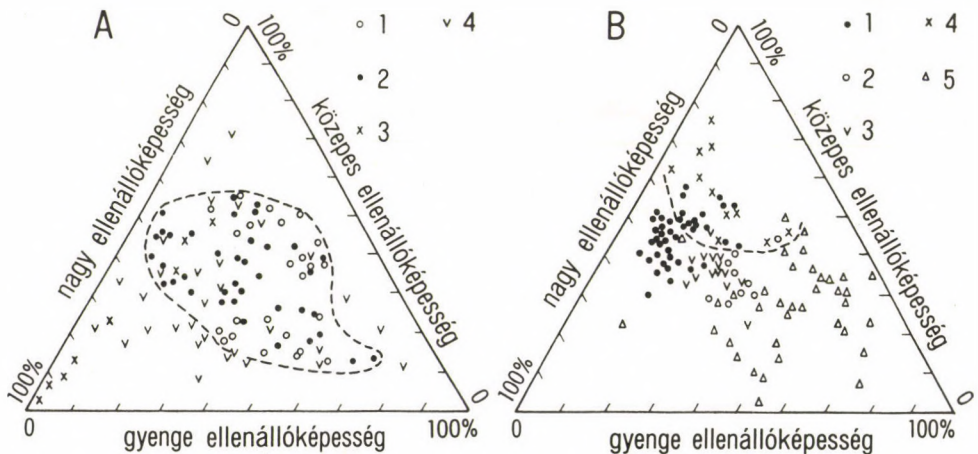
A 17. táblázat adatai mutatják, hogy az ún. immobilis elemek (mint pl. Si, Al) koncentrációinak Clark-értékei a löszben alacsonyabbak, mint a litoszférában. Ezzel szemben a mobilis elemek (pl. Ca, S) magasabbak. Ez a környezeti geokémiai, biogeokémiai viszonyok Ca, S akkumulációjának kedvező lehetőségeivel indokolható: a löszvidékek a meszes tájakkal (sztyep) vannak kapcsolatban, a S és Ca akkumu-

12. táblázat. A paksi löszök (< 2 μm agyagfrakció) ásványi összetétele
(Elemzések: REMÉNYI M. – GEREI L.)

| Mintamélység (m) | | Kvarc | Földpá- tok | Illit | Mont- morillo- nit | Kalcit | Klorit | Illit- Montmo- rillonit | Illit- Klorit |
|------------------|---------------|-------|----------------|-------|--------------------------|--------|--------|-------------------------------|------------------|
| Fiatal lössz | 3,00 — 3,20 | 3 | 3 | 26 | 30 | 4 | 16 | 8 | 10 |
| | 6,80 — 7,00 | 3 | 2 | 26 | 32 | 3 | 20 | 6 | 8 |
| | 7,20 — 7,30 | 4 | 2 | 24 | 26 | 4 | 21 | 10 | 9 |
| | 7,80 — 8,00 | 3 | 2 | 26 | 30 | 3 | 17 | 10 | 9 |
| | 10,50 — 10,70 | 3 | 4 | 20 | 20 | 4 | 23 | 13 | 13 |
| | 16,00 — 16,20 | 3 | 3 | 23 | 26 | 2 | 24 | 7 | 12 |
| | 20,20 — 20,40 | 4 | 4 | 24 | 32 | 3 | 21 | 6 | 6 |
| Öreg lössz | 26,50 — 26,70 | 3 | 3 | 24 | 35 | 2 | 22 | 7 | 4 |
| | 31,50 — 31,70 | 3 | 2 | 20 | 28 | 4 | 23 | 8 | 12 |
| | 39,00 — 39,20 | 3 | 3 | 23 | 26 | 2 | 27 | 6 | 10 |

lációját az organizmusok tevékenysége befolyásolja. A Na Clark-értéke úgyszintén kicsi a löszben, vegyületeinek nagyfokú oldékonysága következtében, a Na-ion vékony vízfilmként migrál. A CaCO_3 és a CaSO_4 relatív nagy részese a lösz ásványaiból magyarázható, mint tipomorf ásványok jellemzők a sztyepezónában és annak talajaiban.

A löszök kémiai összetételében az előbbi táblázatok és más adatok alapján is a szilícium (SiO_2) az uralkodó, mely löszvidékenként, ill. rétegenként is eltérő (41–



34. ábra. Különböző régiók löszének mállással szembeni ellenállóképessége (mállásrezisztenciája)
(BURACZYNSKI J. 1978 és MAVLJANOV G.A. 1958)

A = franciaországi löszök: 1 = Achenheim; 2 = Elzász; 3 = Normandia; 4 = Provence; B = lengyelországi és ázsiai löszök: 1 = Ratycow; 2 = Niedelew; 3 = Kaimierz; 4 = Przemyśl; 5 = Taskent

13. táblázat. Egy délnyugat-szibériai löszfeltárás ásványi összetétele (súly-%)
(SHAEVICH Ya. E. 1984)

| Rétegek | Terep alatti mélység (m) | Nehézásványok (súly-%) | | | | | | | | Könnyűásványok (súly-%) | | | | | | | Karbo- nátok (súly-%) |
|-----------------|-----------------------------|--|--------------|--------------------------------|---------------|--------|--------|-------------------|--------------|-------------------------|--------------------|----------------|-------------------------|-------------------|-------------------|--|-----------------------------|
| | | Nehéz- ásvány frakciók (mara- dék) | Auti- gén | Allotigén ásványok | | | | | | Auti- gén | Allotigén ásványok | | | | | | |
| | | | | Mállásnak ellenálló (stabil) | | | | Instabil | | | Kvarc | Föld- pátok | Kőzet- törme- lék | Alkáli csillám | Alkáli csillám | Agyag, csil- lám aggre- gátu- mok | |
| | | | Limo- nit | Ilme- nit- Mag- netit | Leuco- xen | Cirkon | Anatas | Epidot- Zoisit | Amfi- bol | Kalcit | | | | | | | |
| Löszhomok | 0,5 — 3,0 | 4,4 | 6,0 | 25,3 | 5,3 | 2,2 | 7,5 | 41,2 | 10,2 | 7,2 | 63,4 | 15,9 | 3,6 | 4,9 | 2,4 | 12,6 | 18,1 |
| Homokos lösz | 3,0 — 6,1 | 4,9 | 5,9 | 23,4 | 4,2 | 1,8 | 8,0 | 42,4 | 12,3 | 6,4 | 61,6 | 16,7 | 3,1 | 5,1 | 3,6 | 14,5 | 17,6 |
| Fosszilis talaj | 6,1 — 7,0 | 5,8 | 9,5 | 29,2 | 7,4 | 3,1 | 9,3 | 38,2 | 9,7 | 4,2 | 66,8 | 12,7 | 2,6 | 6,1 | 4,1 | 26,4 | 11,6 |
| Lösz | 7,0 — 8,8 | 4,1 | 7,0 | 23,4 | 4,3 | 2,0 | 7,4 | 42,5 | 13,8 | 8,7 | 60,3 | 16,1 | 1,9 | 3,4 | 3,0 | 14,1 | 16,3 |
| Löszhomok | 8,8 — 13,6 | 3,9 | 5,4 | 24,1 | 5,1 | 1,9 | 6,7 | 44,1 | 14,1 | 9,5 | 63,7 | 17,3 | 2,1 | 3,9 | 2,7 | 11,6 | 14,9 |
| Fosszilis talaj | 13,6 — 14,7 | 4,4 | 7,5 | 27,4 | 6,2 | 2,4 | 11,6 | 34,7 | 8,1 | 2,7 | 69,7 | 13,1 | 2,8 | 4,6 | 3,2 | 29,1 | 6,9 |
| Homokos lösz | 14,7 — 17,2 | 3,7 | 5,9 | 23,3 | 5,6 | 1,7 | 7,7 | 43,1 | 11,9 | 4,5 | 65,3 | 15,9 | 2,0 | 4,0 | 1,6 | 10,6 | 11,6 |
| Homok | 17,2 — 21,6 | 2,6 | 4,6 | 22,8 | 4,1 | 1,6 | 5,3 | 46,5 | 13,7 | 3,6 | 67,4 | 14,7 | 1,7 | 3,5 | 1,8 | 5,9 | 10,8 |
| Fosszilis talaj | 21,6 — 22,4 | 4,1 | 6,5 | 26,1 | 5,8 | 3,6 | 10,1 | 37,3 | 8,7 | 3,3 | 72,1 | 10,7 | 3,1 | 7,0 | 3,0 | 19,4 | 7,1 |
| Löszhomok | 22,4 — 26,8 | 3,2 | 5,6 | 22,1 | 4,9 | 1,4 | 6,5 | 39,4 | 16,9 | 3,1 | 68,1 | 12,3 | 1,9 | 4,9 | 2,4 | 9,6 | 6,7 |
| Homok | 26,8 — 31,2 | 2,1 | 4,1 | 20,6 | 3,8 | 1,3 | 4,7 | 42,7 | 17,1 | 2,1 | 70,1 | 13,1 | 2,1 | 5,1 | 2,1 | 3,1 | 5,4 |
| Fosszilis talaj | 31,2 — 32,1 | 3,4 | 5,1 | 21,9 | 5,1 | 1,6 | 7,1 | 42,9 | 10,7 | 3,8 | 69,1 | 12,4 | 1,4 | 3,2 | 1,3 | 9,8 | 6,2 |
| Homok | 32,1 — 36,9 | 2,1 | 4,3 | 20,0 | 3,7 | 1,7 | 4,9 | 44,1 | 14,9 | 2,8 | 64,3 | 15,1 | 1,6 | 2,9 | 1,1 | 7,8 | 7,6 |
| Finom homok | 36,9 — 39,9 | 1,7 | 3,4 | 19,0 | 3,1 | 2,7 | 3,1 | 40,2 | 13,1 | 2,0 | 67,3 | 17,4 | 3,1 | 3,1 | 2,7 | 5,1 | 2,9 |
| Fosszilis talaj | 39,9 — 41,1 | 2,1 | 10,1 | 23,1 | 8,4 | 2,9 | 8,2 | 45,6 | 12,2 | 2,1 | 59,1 | 8,7 | 2,1 | 1,6 | 3,4 | 26,8 | 12,4 |
| Lösz | 41,1 — 44,5 | 1,7 | 8,3 | 24,2 | 7,4 | 2,0 | 6,1 | 39,6 | 11,0 | 1,4 | 64,2 | 9,4 | 2,0 | 0,8 | 1,7 | 21,3 | 13,7 |
| Agyagos lösz | 44,5 — 47,1 | 1,4 | 7,1 | 25,7 | 6,9 | 2,4 | 5,7 | 38,9 | 10,7 | 1,4 | 61,7 | 10,1 | 1,7 | 1,3 | 1,4 | 20,4 | 14,1 |

14. táblázat. Az Achenheim 2.löszszelvény, Elzász/Franciaország nehézasványainak mállás-koefficiense (BURACZYNSKI J. 1978)

| Löszsorozat | Mélység (m) | <u>Cir.+Tur.</u> Amf. | <u>Fe₂O₃+Ilm.</u> Magn. | <u>n.m.Amf.</u> m.Amf. | <u>n.m.Epi.</u> m.Epi | <u>n.m.Klorit</u> m.Klorit |
|-------------|-------------|--------------------------|--|---------------------------|--------------------------|-------------------------------|
| VII | 2,0 | 2,16 | 2,98 | 0,09 | 0,39 | 0,11 |
| VI | 3,0 | 2,43 | 4,08 | 0,10 | 0,36 | 0,08 |
| VI | 4,0 | 2,55 | 2,86 | 0,12 | 0,51 | 0,16 |
| VI | 5,0 | 2,37 | 2,40 | 0,05 | 0,67 | 0,08 |
| VI | 6,0 | 2,24 | 3,04 | 0,09 | 0,37 | 0,06 |
| V | 8,0 | 3,28 | 1,56 | 0,27 | 0,52 | 0,10 |
| V | 9,0 | 2,95 | 3,18 | 0,07 | 0,27 | 0,17 |
| IV | 9,6 | 2,20 | 3,37 | 0,09 | 0,40 | 0,25 |
| IV | 10,0 | 3,03 | 1,83 | 0,21 | 0,31 | 0,16 |
| IV | 12,0 | 3,01 | 2,07 | 0,41 | 0,39 | 0,20 |
| IV | 14,7 | 10,87 | 1,92 | 0,23 | 0,20 | 0,11 |
| III | 15,6 | 2,58 | 1,86 | 0,09 | 0,21 | 0,07 |
| III | 16,2 | 7,04 | 1,28 | 0,06 | 0,24 | 0,03 |
| III | 17,0 | 11,70 | 1,29 | 0,06 | 0,35 | — |
| III | 18,0 | 5,75 | 2,19 | 0,23 | 0,31 | — |
| III | 20,0 | 13,54 | 1,50 | 0,20 | 0,09 | — |
| II | 22,0 | 10,03 | 1,12 | 0,65 | 0,27 | — |
| II | 24,0 | 14,04 | 1,72 | 0,16 | 0,26 | — |
| I | 26,5 | 7,84 | 1,60 | 0,03 | 0,32 | 0,04 |

n.m. = nem mállott; m.= mállott

82 %) értékeket ad. Egyes löszszelvényekben vidékenként gyakran előfordul, hogy a SiO₂ aránya csak kis mértékű különbséget mutat, de ez nem jelentheti a % csaknem állandóságát, mint azt egyesek túlhangsúlyozzák. Az Al₂O₃ részesedése a löszmintákban ugyancsak széles határok között mozog (5–20 %), hasonlóképpen a CaO is (0,5–17 %). Viszont a Fe₂O₃ (3–7 %) és a MnO (0,02–0,15 %) csak kisebb mértékben változik, csaknem állandó súly %-ot képvisel.

A lösz összetételében három alkotó rész: a szilícium, az alumínium és a vas oxidjai együttesen 60–90 súly %-ban részesülnek. A mész növekedésével a SiO₂ tartalom csökken. A lösz különböző szemnagyság osztályaiban a kémiai összetétel általában eltérő lehet. A löszszelvényekben lefelé a SiO₂/Al₂O₃, FeO/Fe₂O₃, CaO/MgO és a CaO/K₂O, Na₂O/Al₂O₃ aránya csökken, míg a K₂O/Na₂O aránya növekvő tendenciát mutat (WEN és társai 1985, 35. ábra).

15. táblázat. A mendei löszök kémiai összetétele (súly-%) (Elemzések: LÁNYI I.)

| Helység | Mintavétel mélysége(m) | SiO ₂ | FeO | Fe ₂ O ₃ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | CaO | MgO | MnO | Izzítási veszteség | Nedvesség tartalom |
|---------|---------------------------|------------------|------|--------------------------------|------------------|--------------------------------|-------|------|------|--------------------|--------------------|
| Mende | 12,0 — 12,5 | 45,68 | 0,75 | 1,77 | 0,28 | 5,48 | 16,82 | 4,60 | 0,07 | 19,28 | 0,28 |
| Mende | 12,5 — 13,0 | 49,36 | 0,85 | 2,34 | 0,39 | 8,28 | 14,58 | 4,96 | 0,09 | 16,14 | 0,29 |
| Mende | 24,0 — 24,5 | 41,32 | 0,35 | 2,45 | 0,35 | 6,70 | 17,38 | 5,33 | 0,07 | 19,58 | 0,25 |

16. táblázat. A normandiai Roumare/Franciaország löszének kémiai összetétele (súly-%)
(LOUTRIDOU J.P. és társai 1984)

| ROUMARE Mélység (m) | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | TiO ₂ |
|------------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|-------------------|------------------|------------------|
| 0,91 | 77,69 | 9,35 | 3,99 | 0,06 | 0,72 | 0,54 | 0,92 | 1,86 | 0,87 |
| 1,40 | 78,77 | 8,89 | 3,54 | 0,05 | 0,72 | 0,64 | 1,05 | 1,85 | 0,73 |
| 2,80 | 80,22 | 8,48 | 3,16 | 0,04 | 0,65 | 0,59 | 1,11 | 1,82 | 0,73 |
| 3,60 | 79,48 | 8,50 | 3,07 | 0,06 | 0,77 | 0,67 | 1,20 | 1,88 | 0,76 |
| 4,90 | 68,76 | 7,35 | 2,76 | 0,04 | 0,67 | 7,74 | 1,03 | 1,58 | 0,58 |
| 6,00 | 76,34 | 9,30 | 3,84 | 0,03 | 0,92 | 1,53 | 0,94 | 1,67 | 0,84 |
| 7,35 | 79,59 | 8,66 | 3,47 | 0,10 | 0,57 | 0,52 | 0,73 | 1,84 | 0,65 |
| 8,00 | 81,94 | 7,95 | 3,72 | 0,07 | 0,45 | 0,41 | 0,65 | 1,79 | 0,58 |
| 9,20 | 77,48 | 9,34 | 4,05 | 0,07 | 0,68 | 0,49 | 0,69 | 1,91 | 0,90 |
| 9,90 | 77,36 | 9,37 | 4,25 | 0,04 | 0,65 | 0,50 | 0,84 | 2,01 | 0,75 |

A löszök kémiai összetételének különbségét eltérő módon lehet értelmezni. Vannak, akik a lösz eredeti ásványi anyaga felhalmozódásainak különbségeiben keresik az okokat. Mások – legalább is nagyobb számban – a lösz utólagos elváltozásával, helyi differenciált mállási folyamatokkal hozzák kapcsolatba az eltéréseket. A lösz utólagos vagy egyidejű mállásának folyamata során a Fe₂O₃, az Al₂O₃, MgO és a SiO₂ viszonylag feldúsulhat, míg a CaO és a Na₂O többnyire kimosódás révén csökken, vagy egyes rétegekben koncentrálódva feldúsul, koncentrációk képződhetnek.

A CaO kimosódásának mértéke, ill. a Fe₂O₃ felhalmozódásának mértéke alapján GUENTER E.W. (1961) szerint a löszrétegeket kismértékben, közepesen és erősen mállott csoportokba lehet tagolni. A löszök összkarbonát tartalmából a CaCO₃ többnyire 90 %-ban részesül, míg az MgCO₃ átlagos összege 5–10 % (esetenként lényegesen több is lehet). A löszök kémiai összetételében a legfeltűnőbb mértékben változik a CaO tartalom (0,5–17 %, de szélsőségek esetében (0,>20 %) a MgO tartalom csupán 0,5–7 % között ingadozik. Így a Ca- és Mg-karbonát tartalom jelentékeny ingadozása alkalmas a lösz típusok, löszváltozatok elkülönítésére (lásd a 3.4 pont alatt).

3.3.1. NYOMELEMEK A LÖSZBEN

Újabban a löszök *nyomelemtartalmát* is vizsgálják (WEN Q. és társai 1985) és feltételezik, hogy a nyomelemtartalom a löszökben nemcsak az ásványos összetételtől, hanem az egyes elemek geokémiai sajátosságaitól függően is megjelenhet. A *Malan* lösz nyomelemtartalmának vizsgálata alapján pl. pozitív korrelációt találtak a Zn, Cu és a Mn között. A löszszelvényben végzett részletes elemzések alapján a nyomelemeknek két csoportját ismerték fel.

I. csoport: Co, Ni, Pb, Cu

II. csoport: Zn, Mn, Ti

Az I. csoport elemeinek mennyisége kissé változik a lösz különböző rétegeiben, a

17. táblázat. A Szovjetunió löszének átlagos kémiai összetétele (súly-%)
(PETROV A.G. és társai 1984)

| Kémiai vegyületek | Határ-értékek | Közép-érték | Elem | Határértékek | Közép-érték | A litoszféra Clarkjai VINOGRADOV szerint | Clark-koncentráció a löszben |
|--------------------------------------|---------------|-------------|------|---------------|-------------|--|------------------------------|
| SiO ₂ | 45,0 — 85,0 | 60,0 | Si | 21,0 — 39,7 | 28,0 | 29,50 | 0,94 |
| Al ₂ O ₃ | 9,0 — 15,0 | 11,0 | Al | 4,8 — 7,9 | 5,8 | 8,05 | 0,72 |
| CaCO ₃ | 5,0 — 25,0 | 18,0 | Ca | 2,0 — 10,0 | 7,2 | 2,96 | 2,43 |
| CaSO ₄ *2H ₂ O | 0,1 — 4,0 | 1,1 | S | 0,16 — 0,644 | 0,177 | 0,047 | 3,77 |
| NaCl | 0,1 — 3,0 | 0,7 | Na | 0,039 — 1,179 | 0,275 | 2,50 | 0,11 |

fő átlagértékhez viszonyítva. A Co, Ni gyakorisági eloszlása normális, a Pb eloszlása pedig stabil a vizsgált löszszelvényben (19. táblázat).

A II. csoport elemei az elsőhöz képest viszonylag széles tartományban változnak, mennyiségük a löszszelvényben felülről lefelé növekedik.

Az eltemetett talajokban a különböző nyomelemek átlagmennyisége mindig magasabb, mint a löszben, különösen a Zn, Mn, Ti (II. csoport elemei), melyeknek 10%-kal több az átlagmennyiségük a talajban, mint a löszben. A nyomelemek tehát az eltemetett talajokban feldúsulnak, bár eltérő mértékben.

3.3.2. RITKAFÖLDFÉM-OXIDOK A LÖSZBEN

A ritkaföldfémeket is vizsgálták a Kínai-löszfennsík egy feltárásában. Általában 16–210 ppm között változó mennyiséget találtak, amely a földkéreg, ill. az üledékes kőzetek átlagos ritkaföldfém-oxid mennyiségi átlagával azonos (WEN Q. és társai 1985). A ritkaföldfém-oxidok csökkennek a fiatalabb löszrétegektől az idősebbek felé, amiből azok lebomlására lehet következtetni az idő változásával (20. táblázat).

A lösz ritkaföldfém-oxid tartalomeloszlását összevetették néhány jelenkori üledékkel is, s azt találták, hogy a közeli sivatagi homok anyagában ezen elemek mennyisége – bár a fiatal löszben alacsonyabb, mégis – eléggé hasonló. Néhány fiatal lösz mintában talált RE₂O₃ elem eloszlása hasonlít a Tengger-sivatag homokmintáihoz, ezért feltételezik, hogy a sivatagi homok lehet a lösz ásványi anyaga származási helye.

Ha valamely szelvényben mind a löszök, mind az őstalajok fő és nyomelemeinek, ill. a ritkaföldfém-oxidok változását meglemezzük, továbbá az egyéb geokémiai jellemzőket (pH; E_h, CaCO₃, szervesanyag, aminosav stb. tartalmat) figyelembe vesszük, akkor a változások trendjéből az eredetre, az egykori klímaviszonyokra, az anyag forrására, későbbi hatásokra egyre megbízhatóbban lehet majd következtetni.

A geokémiai elemzések nagyon idő- és költségigényesek. Sajnos kevés a rendelkezésre álló vizsgálat, továbbá ezek behatóbb értékelésére a löszprobléma szempontjából még nem alakult ki megfelelő tapasztalat. Sok esetben a táblázatosan közölt adatoknak csak bizonyos statisztikai változását adják meg, értelmezésük még nem mindig elégséges.

18. táblázat. Különböző régiók löszeinek (1 mm-es frakció) kémiai összetétele súly-%-ban
(1, 2 = GONG Z. és társai 1987; 3 = WEN Q. és társai 1984; 4 = FRYE J.C. és társai 1962; 5 = POPOV és BŰKOVA 1966; 6, 7 = PÉCSI-DONÁTH É. 1985)

| | | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | TiO ₂ | MnO | CaO | MgO | K ₂ O | Na ₂ O | CO ₂ | H ₂ O | Izzítási veszteség |
|---|--|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-----|------------------|----------------|----------------|---------------|------------------|-------------------|-----------------|------------------|-----------------------|
| 1 | Kína, Senhszi tart; Típusos karbonáttartalmú öreg lész | 62,78 | 13,44 | 6,58 | | 0,53 | 0,15 | 6,72 | 6,60 | 2,06 | 1,92 | | | |
| 2 | Kína, Nanjang tart; Karbonáttartalmú lösz | 71,28 | 15,73 | 5,80 | | 0,81 | 0,08 | 0,90 | 1,49 | 2,17 | 1,34 | | | |
| 3 | Kína, Senhszi tart, Luochuan; Típusos lösz (középértékek) | > 50 | > 10 | 3 — 6 | | | | 7,5 — 10,5 | 1,5 — 5 | 1,5 — 2,5 | 1,2 — 2,3 | | | |
| 4 | USA, Illinois; Morton-lész (kb. 22-18 ka) | 55,23 | 7,86 | 1,55 | | 0,58 | | 10,0 | 6,51 | 1,73 | 1,63 | 12,99 | 2,27 | 14,46 |
| 5 | SzU., Dnyepetrovorsz; Platólész (középértékek) | 63 — 94 | 4,5 — 15,5 | 0,7 — 5,8 | | 0,5 — 0,76 | 0,02 — 0,06 | 0,84 — 17,5 | 0,3 — 1,81 | 1 — 1,9 | 0,4 — 1,3 | 0,04 — 9,6 | | |
| 6 | Magyarország, Paks; Típusos lösz (l ₆) | 52,46 | 8,96 | 2,8 | 0,9 | 0,36 | 0,09 | 12,19 | 3,68 | | | | 0,6 | |
| 7 | Magyarország, Mende; Típusos lösz (l ₇) | 61,26 | 10,6 | 2,8 | | 0,4 | 0,1 | 7,5 | 3,14 | 1,0 | 0,8 | | | 8,91 |

19. táblázat. A luochuani löszök nyomelemvizsgálata (ppm)
(WEN Q. és társai 1985)

| Elemek | Határértékek | Közepes tartalom | Szórás | Variációs koefficiens |
|--------|--------------|---------------------|--------|--------------------------|
| Zn | 71 — 147 | 91 | 12,5 | 0,137 |
| Cu | 13 — 34 | 25 | 3,3 | 0,133 |
| Mn | 486 — 878 | 691 | 82,7 | 0,120 |
| Co | 14 — 28 | 21 | 2,6 | 0,128 |
| Ni | 27 — 50 | 40 | 4,4 | 0,110 |
| Pb | 15 — 40 | 30 | 3,6 | 0,120 |
| P | 131 — 742 | 388 | 113,9 | 0,294 |
| Ti | 3417 — 4676 | 4058 | 308,3 | 0,076 |
| Sr | 152 — 288 | 195 | 34,4 | 0,177 |
| Ba | 500 — 647 | 579 | 39,1 | 0,068 |

3.4. MÉSZTARTALOM

A mésztartalom a lösznek az egyik legjelentősebb és legjellegzetesebb tulajdonsága. Meghatározott mennyiségű mésztartalom tulajdonképpen kritériuma a (típusos) lösznek. Egyesek szerint a mésztartalmat nem, vagy csak kismértékben lehet kritériumként számításba venni a lösz fogalmának meghatározásánál (MÜCHER H.J. 1986). Ezzel szemben áll az a nézet, hogy a „mésztelen lösz” nem lösz, hanem ahhoz valamilyen módon hasonló üledék, amely vagy eredetileg sem volt lösz, vagy a mész utólagosan kimállott, kimosódott.

A lösz néhány lényeges és sajátos tulajdonsága, pl. a szöveti szerkezete jórésben a mésztartalmának a következménye. A löszkutatásnak a mésztartalom elemzése mindig fontos tárgya volt és marad is, mert több talányos kérdést hordoz, melyek még megoldásra várnak.

Legrégebben vitatott kérdés a mésztartalom származása a löszben, továbbá a mésztartalom százalékos arányának jelentős ingadozása, változása területenként és a lösz sorozatban vertikálisan.

a) A lösz mésztartalmának egy része a lösz többi ásványi anyagának felhalmozódásával egyidejű lehet. Vagyis a meszes részecskék, kalcit és dolomit kristályok vagy amorf por formájában kerültek a többi ásványi szemcse közé. Az ásványtartalomnak ezt a részét *elsődleges (vagy primér) karbonátnak* is nevezik.

b) A lösz rétegekben a *másodlagos karbonáttartalom* származtatását, ill. feldúsulását részben a hidrokarbonátos talajvizek áramlásával, stagnálásával, mészvázás csigák házána elmállásával, mész baktériumok tevékenységével lehet magyarázni. Másrészt a földpátok mállása során a szabadabbá váló kalcium ionok a talaj és talajvíz széndioxidjával karbonát ásványokat is képezhetnek. A karbonátos kristályok másodlagos keletkezését, növekedését a löszben ugyan észlelik, de a folyamatok mechanizmusa még több tekintetben hézagosan ismert.

20. táblázat. Az RE_2O_3 tartalom (ppm) a löszben és más kőzetben
(WEN Q. és társai 1985)

| | Lösz | Allúvium | Futóhomok | Kondritok (hőmeteoritok) | Gránitok (60 — 70% SiO_2) | Üledékes kő- zetek | Földkéreg |
|------------------|------|----------|-----------|-----------------------------|---------------------------------|-----------------------|-----------|
| ΣRE_2O_3 | 189 | 130 | 35 | 6,20 | 290,83 | 212,78 | 235,8 |

A másodlagos mésztartalom különböző formákban és a térben egyenetlen elosztásban fordul elő. Gyakori a méshártya, amely az ásványi szemcséket bevonja, ill. egymással összecementálja, továbbá a lösz pórusaiban, repedéseiben mint „fehér mész” válik ki. Ugyancsak jellegzetes meszes csövecskék, máshol hosszú, tű alakú kristályok figyelhetők meg az egykori növénygyökerek mentén és a nagyobb pórusokban (36., 37. ábra). A makroszkóposan is látható „fehér mész” *bieloglaszka* néven is ismert.

A másodlagos karbonát ásványoknak – durva szemű fenokristály, finom szemű aggregátum, mikrokristályos ásvány, karbonát rózsák, héjszerű bevonatok, pszeudomicheliumok (lyukacsos kiválások), konkréciók – változatos formái ismertek. Esetenként 1-2 mikron nagyságú, csírszerű karbonát (kalcit, dolomit) kristályok is képződtek (37. ábra).

A másodlagos karbonát kiválásnak leglátványosabb előfordulását az eltemetett talajok alatt – olykor azok felett is – találjuk kisebb-nagyobb konkréciók, konkréciós rétegek, ill. karbonátcementes rétegek formájában. A Kínai-löszfennsík vastag löszsorozatában helyenként 40–50 karbonátkonkréciós réteg is közbetelepül.

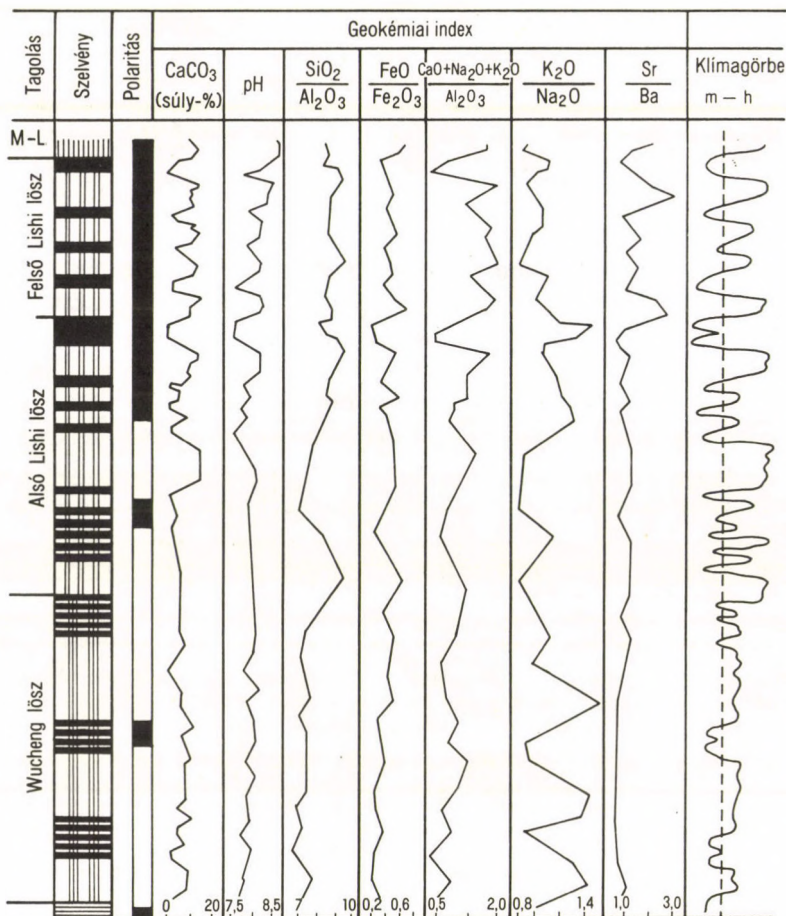
c) A karbonáttartalom vertikális eloszlásának elemzése a löszfeltárásokban egyenetlen, fűrészfogszerűen változó görbét mutat. Az idősebb löszökben általában alacsonyabb, a fiatal löszökben megnövekszik a karbonáttartalom. Az eltemetett talajokban többnyire erősen lecsökken, míg azok felhalmozódási szintjében és ez alatti löszben általában jellegzetesen kiugró értékek fordulnak elő (38. ábra). Az egyes löszkötegeken belül a karbonáttartalom változása szintén megfigyelhető, de nem jelentős. A löszsorozatban előforduló periodikus, ciklikus karbonáttartalom ingadozást a löszképződés ideje alatti paleogeográfiai (eredendően éghajlati) változásokkal hozzák kapcsolatba.

d) A karbonáttartalom mennyiségének és minőségének a térbeli változása főként a földrajzi környezettől:

- a földrajzi zónától (éghajlati, növény-, ill. talajzóna)
- a domborzattól (magasság, kitettség, tagoltság, lejtőösödéses erózió)
- végül sok vonatkozásban a jelen ökológiai és a paleogeográfiai viszonyoktól, ill. azok módosulásától is függ (21. táblázat).

A lösz 1–50 mikron szemcsenagyság tartományában uralkodó a karbonáttartalom. BERG L.SZ. (1953) ezt a jelenséget úgy értelmezi, hogy a karbonáttartalom a lösz domináló szemcsenagyságának a kialakításában fontos szerepet tölt be. KRIGER N.I. (1984) szerint a karbonát a löszben tipomorf ásvány, amelynek előfordulása a sztyepes, erdőssztyepes földrajzi zónában a legtipusosabb.

Az alacsony karbonáttartalmat gyakran a lösz mállottsági, ill. kilúgozási fokával



35. ábra. A luochuani löszszelvény (Kínai-löszfennsík) geokémiai jellemzői (WEN Q., DIAO G. és SUN F. 1985)

M—L = Malan lösz; m—h = meleg-hideg

hozzák kapcsolatba. A Kárpát-medence-beli lösz esetében az 1–3 % karbonáttartalmú löszöket erősen, míg az 5–6 % esetén gyengén kilúgozottoknak minősítik (SZILÁRD J. 1983). A Kínai-löszfennsíkon (Luochuan szelvényében) az idősebb löszöket (L₇, L₈) 5 % karbonáttartalom mellett erősen mállottnak, a fiatalabb löszöket (L₁, L₂ rétegek) gyengén mállottnak tartják (SASAJIMA S. és WANG Y. 1984, p. 80).

e) A löszök karbonáttartalma kialakulásáról és eredetének magyarázatáról a problémák még nem oszlottak el.

21. táblázat. Különböző vidékek löszeinek karbonáttartalma (súly-%)

| Löszrégiók | CaCO ₃ - és MgCO ₃ - tartalom | Szerzők szerint |
|---------------------------------------|--|------------------------------------|
| Morton lösz (USA) | 12 — 36 | FOLLMER L. R. (1979) |
| Peoria lösz (USA) | 10 — 34 | FOLLMER L. R. (1979) |
| Normandia (Franciaország) | 12 | LAUTRIDOU J. P. és társai 1984) |
| Kelet-Európa | 1 — 20 | KRIGER N. I. (1986) |
| Közép-Ázsia (Szu) | 15 — 25 (max. 39) | KRIGER N. I. (1986) |
| Kínai-löszplató (Kína) | 3 — 20 | LIU T. (1987) |
| Pampa lösz (Argentína) | 2 — 8 | GUENTHER E. W. (1961) |
| Izrael | 10 — 30 | BRUINS H. J. — YAALON D. H. (1979) |
| Matmata lösz (Tunézia) | 5 — 70 | COUDÉ-GAUSSSEN G. (1987) |
| Paks, Fiatal lösz (Magyaror- szág) | 3 — 25 | PÉCSI-DONÁTH É. (1987) |
| Paks, Öreg lösz (Magyarország) | 1,5 — 30 | PÉCSI-DONÁTH É. (1987) |

– A löszsorozat karbonáttartalmának a megállapításánál a nem elég sűrű mintavételezés miatt igen jelentékeny hibák, ill. különbségek lehetnek. A karbonát analízise során a löszrétegek és a talajszintek konkrécióit általában nem veszik figyelembe. Ezek pedig egyes szelvényekben elérhetik vagy meg is haladhatják a lösz diszperz eloszlású karbonátmennyiségét. A löszkonkréciók nem tisztán karbonátból állnak, átlag 30–40 súlyszázalék sósavban nem oldható részecskéket, iszapot, agyagot stb. tartalmaznak. A karbonáttartalom kialakulásánál ezt figyelembe kellene venni.

Az összefüggő konkréciós rétegek és mészapadok összecementálódása, kialakulása ma még nem egyértelműen értelmezett. Esetenként lehet, hogy mészben dús talajvíz stagnálása, más esetben a lösz vagy az őstalajok karbonáttartalmának kilúgozódása, majd koncentrációja révén keletkeznek.

– Ugyancsak kérdés azoknak az apró, mikron átmérőjű és 20–30 mikron hosszú karbonátcsövecskéknek az eredete, melyek egyes eltemetett talajok alatti fiatal löszben (I₃) fordulnak elő. Feltehetően organikus eredetűek (36a. ábra). Ezzel szemben egyes réti-mezősegi jellegű eltemetett lösztalajban tű alakú kalcit (aragonit) kristályok formálódtak (SAJGALIK J. 1979). De előfordulnak a C-tengely irányában rovátkált kalcit kristályok (36b. ábra), melyek valószínűleg anorganikus mészkristályosodás útján keletkeztek (kalcitkiválás ún. Whisker-formában, HEIDE K. és társai 1988).

– A teljes karbonáttartalom a löszsorozatban (lösz + konkréciók) tehát lényegesen nagyobb a laborvizsgálati eredményeknél. Különösen vonatkozik ez pl. a Kínai-löszfennsík, Szovjet-Közép-Ázsia, Kelet-Európa, Kárpát-medence öreg löszeire.

– A sivatagperemi övezetben az eltemetett talajokban számottevően és feltűnően nagyobb a karbonáttartalom, mint a löszrétegekben (39. ábra). Ez a jelenség az ottani löszképződés idején relatíve nedvesebb ökológiai körülményekre utalhat.

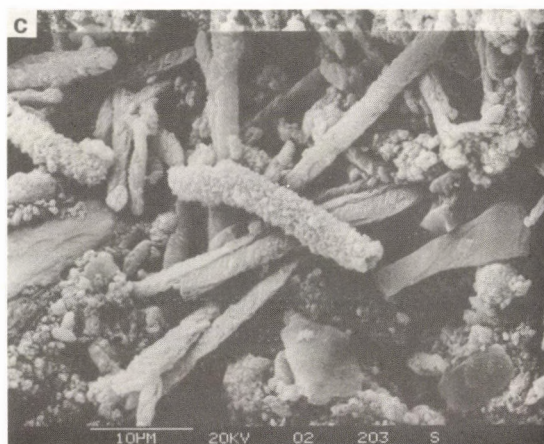
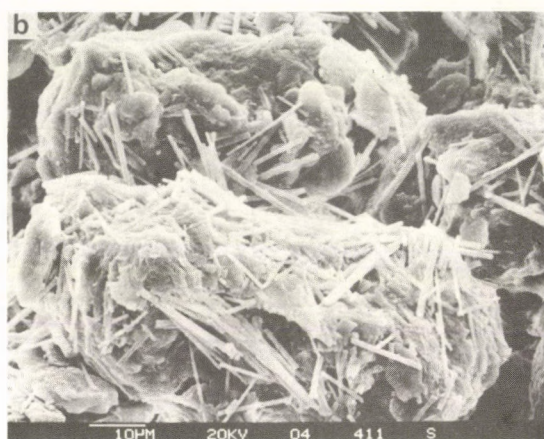
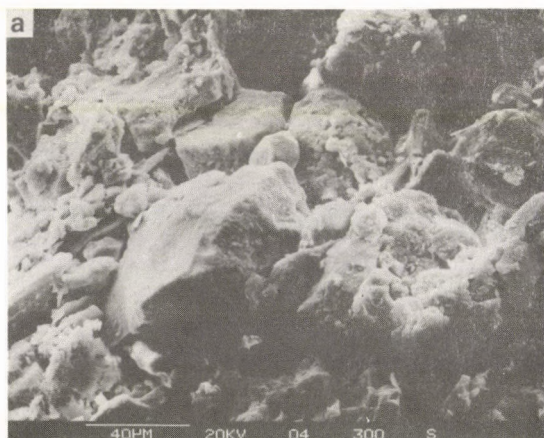
– Az elúviális elmélet kidolgozója, BERG L.SZ. (1953) a karbonát jelenlétét a löszben a talajképződés folyamatával magyarázta. RUSSEL R.J. (1944a) szerint a

36a. ábra. Karbonát kristályformák képződése a lösz és paleotalaj rétegekben (REM-felvétel: KRINGS E. Trieri Egyetem Geol. Oszt.)

a = paksi feltárás I₂ löszrétege, kvarc és csillám szemcséket dolomit és kalcit kristály bevonat fedí és cementálja

b = basaharci löszfeltárás BD₁ talaja, felső részében a csillámszemcsékre tű alakú kalcitkristályok tapadnak

c = mendei löszfeltárásban az MF₁ talaj alatti lösz (I₃) felső részében cső alakú karbonát képződmények szolgálnak kötőanyagként

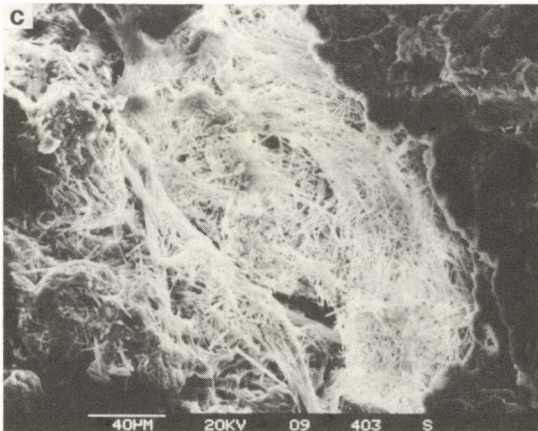
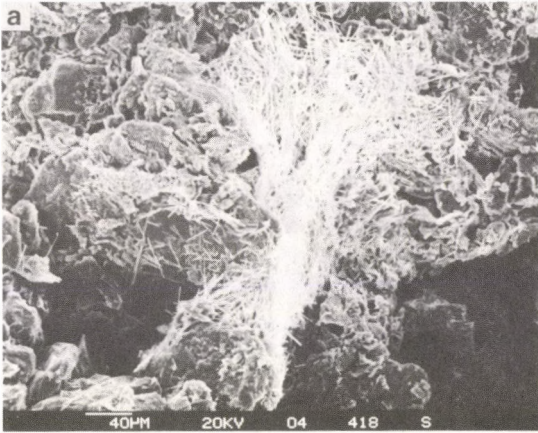


36b. ábra. Másodlagos kalcit kristályképződés (REM-felvétel: KRINGS E. Trieri Egyetem Geol. Oszt.)

a = basaharci löszfeltárás BD₁ talaja, felső részében tű alakú kalcitkristály telep pórust kitöltő és cementáló közeg

b = a kalcitkristályok formája (hornyolt tű alak) és szövődéke

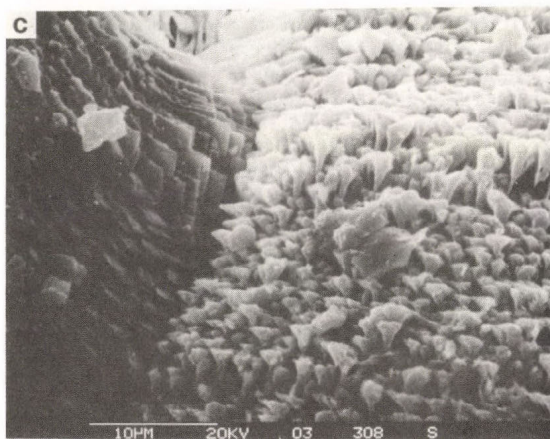
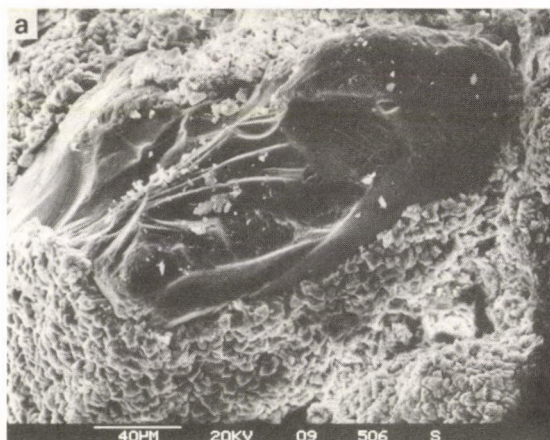
c = Basaharc BA talaj biológuska. A kristályok helyben képződése teljesen egyértelmű

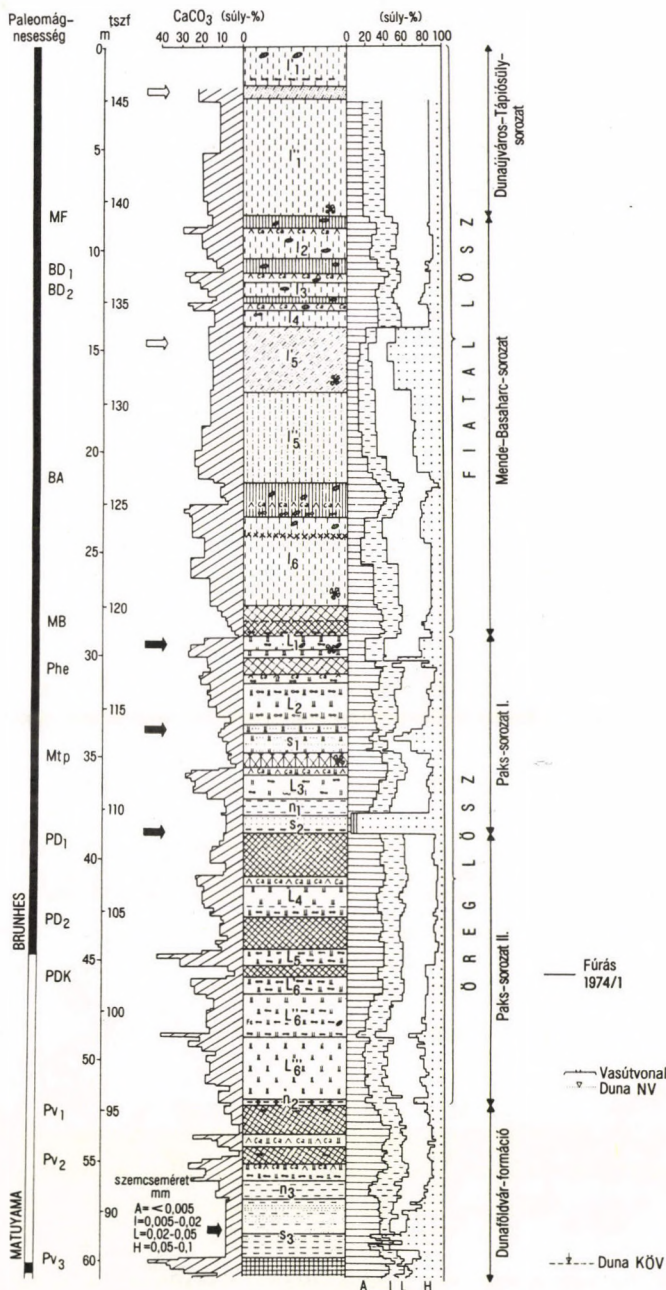


37. ábra. Karbonátos konkrécióképződés az eltemetett talajokban (PÉCSINÉ DONÁTH É. MTA Geokémiai Kut. Lab., REM-felvétel: KRINGS E. Trieri Egyetem Geol. Oszt.)

a = karbonát kristálynövekedés kvarc szemcse felszínén

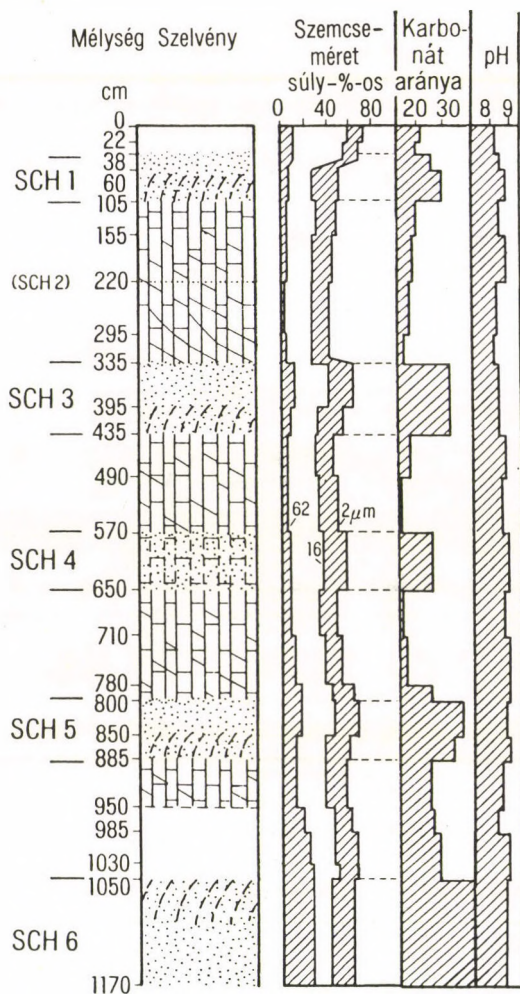
b, c = kloritkristály felszínén képződött dolomit-kalcit kristályok





38. ábra. A karbonát tartalom és a paleotalajok a paksi északi löszszelvényben (PÉCSI M. 1982; Magnetosztatigráfia PEVZNER M.A. szerint)

A legalacsonyabb karbonát tartalom a talajszintekre, a legmagasabb a BC és a Cca szintekre jellemző. A löszökben szórványosan előforduló karbonát feldúsulások egykori erodált talajokra utalhatnak (lásd még 139. ábra magyarázatát)



39. ábra. Karbonát tartalmú paleotalajok (Sch 1-6/ a netivoti löszszelvényben (ÉNY-Negev, Izrael) (BRUINS H.J., YAALON D.H. 1979 után leegyszerűsítve)

A sivatagi peremterületek szelvényeiben a karbonát feldúsulása a paleotalajokra jellemző

mész a löszben mint cement és mint konkréciós kiválás fordul elő az egész anyagban. A löszben lévő mész egy részét, mintegy 30 súly % -át egyesek másodlagos eredetűnek, míg mások a mész jelentősebb részét eredeti mésztanyagnak tartják, amely a kvarc anyagával együtt halmozódott fel. A löszben az elsődleges mész külön szemcsékben van jelen, ezek egyenletes eloszlásúak.. Az elektronmikroszkópos vizsgálatok szerint

22. táblázat. A mészkonkréciók C^{13} és O^{18} izotóposztéttele és paleohőmérséklete a luochuani (Kína) löszszelvényben (ZHENG S. és társai 1987)

| Rétegek | n_{s1-a} | n_{s1-b} | felső n_{s2-a} | alsó n_{s2-b} | alsó n_{s2-a} | alsó n_{s2-b} | alsó n_{s2-c} | n_{s3-a} | n_{s3-b} | n_{s4-a} | n_{s4-b} | n_{s5-a} | n_{s5-b} | felső n_{s6-b} | felső n_{s6-b} |
|-------------------|------------|------------|---------------------|--------------------|--------------------|--------------------|--------------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|---------------------|---------------------|
| $\delta^{13}C$ | -5,6 | -5,4 | -5,4 | -5,3 | -5,5 | -5,3 | -5,4 | -4,5 | -4,9 | -5,5 | -5,6 | -7,6 | -6,7 | -5,7 | -5,3 |
| $\delta^{18}O$ | -9,7 | -9,6 | -9,3 | -9,9 | -9,6 | -9,9 | -9,7 | -9,9 | -9,8 | -9,6 | -9,6 | -9,1 | -8,9 | -9,5 | -9,6 |
| $CaCO_3$ (súly-%) | 54,6 | 23,9 | 23,4 | 20,3 | 33,3 | 20,3 | 42,5 | 31,8 | 30,7 | 42,2 | 30,7 | 64,7 | 35,7 | 43,5 | 35,2 |
| t | 16,8 | 15,9 | 17,4 | 17,9 | 16,9 | 14,7 | 13,8 | 16,4 | | | | | | | |

t = Paleohőmérséklet(°C); n_{s1} — n_{s6} = az 1—6-ig jelzett paleotalajok konkréciói

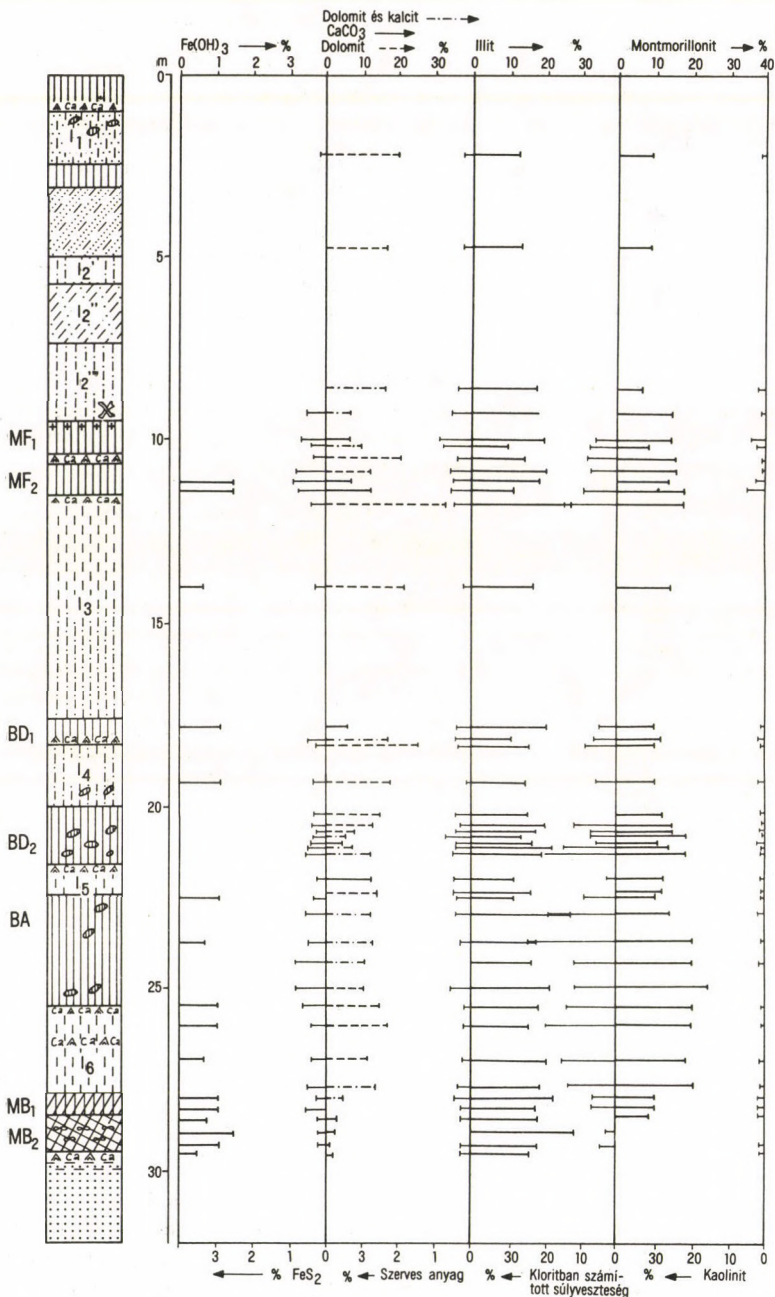
(SAJGALIK J. 1979, SMALLEY I.J. 1970a) löszökben a másodlagos mészkristályok a kvarcscsemcsék bevonatai, de szerintünk külön kristályhalmazok is észlelhetők (36., 37. ábra).

— Természetesen azokon a területeken, ahol a mész a löszben kevesebb vagy hiányzik, ott a mészkérdésre nem sok gondot fordítanak, vagy azzal magyarázzák, hogy a mész utólagosan a löszből kimosódott és ezt bizonyos nedves időszakokkal, vagy talajképződéssel hozzák kapcsolatba. Mások arra is hivatkoznak, hogy visszameszesedés is történhet. Így ez utóbbi magyarázatok akarva, akaratlanul a löszben az epigenetikus elváltozások lehetőségét, ill. folyamatát tételezik fel.

f) Uranium redukciós vizsgálatok alapján a nagyobb, belül nem rétegzett konkréciók karbonátját autigénnek minősítik (ZHENG és társai 1987), melyek a Kínai-löszfennsík rétegeiben képződésük óta változatlanul megmaradtak. Ezek képződése idején az akkori hőmérsékletet az „oxigénizotóp termométer” eljárással megkísérelték kiszámítani. Az elemzések és kalkulációk szerint a különböző őstalajokban a konkréciók képződése idején az egykori hőmérséklet meglehetősen egyenletes, szubtrópusi jellegű (kb. 15,9–20°C) lehetett (22. táblázat).

3.5. AGYAGÁSVÁNYTARTALOM A LÖSZBEN

A (típusos) lösz szemcseösszetételének mintegy 10–25 súly %-át 2, ill. 5 mikronnál kisebb részecskék alkotják, amelyek már az agyagos (pelites) frakciótartományhoz tartoznak. A nem típusos löszökben, löszszerű üledékekben az agyagos részecskék mennyisége számottevően kevesebb, ill. több lehet. A homokos löszök esetében pl. 5–15 súly %, míg az agyagos löszökben 25–40 % az agyagfrakció részesedése. A löszben eltemetett talajokban az agyag részesedése pedig az utóbbi % arányoknál is több lehet (6. táblázat).



40. ábra. A mendei téglagyár löszszelvényének ásványi összetétele (PÉCSI-DONÁTH É. 1985)

A löszök és paleotalajok uralkodó agyagásványai az illit és montmorillonit, amelyek 10—20 súly-%-nál nagyobb mennyiségben fordulnak elő a paleotalajokban, mint a löszben (A karbonát tartalmú ásványok közül a dolomit az uralkodó a kalcittal szemben, főként a fiatal löszökben)

A löszökben a 2 mikronnál kisebb szemcseméretű részecskék nagy része különböző fajta agyagásványokból áll, kisebb részben más alkotórészek, nem agyagásványok is előfordulhatnak ebben a szemcseméretben (pl. kalcit, göthit, egyéb vashidroxidok és oxidok).

A löszökben az agyagásványtartalom keletkezésének értelmezése, hasonlóan a karbonáttartalom magyarázásához, még ma sem teljesen egyértelmű. A löszképződés paleogeográfiai körülményeire való tekintettel vannak, akik csaknem kétségesnek tartják az agyagásvány „in situ” képződését a löszben. Ezen álláspontok szerint azonban kismértékű agyagásvány keletkezéssel lehet számolni a löszben. Sokak szerint az agyagásványok nagyrésze a többi ásványanyag felhalmozódása során kerül a löszbe.

Tapasztalataink alapján, azon kutatási eredményekből kialakult álláspontot támogatjuk, amely szerint a lösz agyagásványtartalma és fajtái több stádium során (a részecskék szállítása, lerakódása és bizonyos diagenezis révén) is kialakulhattak (BRONGER A. 1979, LIU T. 1987, PÉCSI-DONÁTH É. 1987).

Ismeretes, hogy az agyagásványok fajtái és mennyisége – az ökológiai környezet átalakulása következtében, főként a hőmérsékleti és a nedvességi viszonyok változásával – minőségileg és szerkezetileg is megváltozhatnak. Ilyen következményekkel jár, olykor ciklusos paleogeográfiai környezetváltozásokat a negyedkor során nemcsak a lösz és a paleotalajok egymást váltogató száraz-hideg, ill. meleg-nedves szakaszai alatt lehetett kimutatni, hanem egyes löszkötegek képződése során is voltak éghajlati ingadozások (lásd részletesebben később).

Az agyagásványok mennyiségének és minőségének változásait a löszrétegeken belül, ill. a lösz és a paleotalajok viszonylatában újabban az éghajlati ciklusváltozások jelzőiként értelmezik (LIU T. 1985, KUKLA G.J. 1987a).

Az agyagásványtartalom a löszben régióként és a vertikális szelvények mentén is számottevő eltéréseket mutat, mennyiségileg és minőségileg egyaránt. Ezek az eltérések általában összefüggést mutatnak a lösz szemcseösszetételének, a mésztartalomnak, az ökológiai környezetnek a változásaival. Az agyagásványfajták különböző társulásai is megfigyelhetők egyes löszvidékek, ill. löszrétegek között (23. táblázat).

A löszben a leggyakoribb és általában a legnagyobb mennyiségű agyagásvány az illit (30–60 %) . Ezt követi területileg is változó mennyiségben a montmorillonit (10–30 %) és a kaolinit (1–20 %), a vermikulit és a klorit általában kisebb mennyiségben (2–10 %) fordul elő (40. ábra, 24., 25. táblázat). Az illit mennyisége az egyes löszfeltárásokban – és általában is – meglehetősen állandó, kevés ingadozást mutat.

A montmorillonit a kínai löszszelvényben a fiatalabb összletektől az idősebbek felé észrevehetően és fokozatosan növekszik. Az agyagásványok mennyisége a paleotalajokban rendszerint számottevően nagyobb. Az illit pl. a Lishi löszsorozathoz tartozó eltemetett talajokban éri el a maximumot (55–63 %), a klorit maximumát a Lishi löszkötegek hordozzák (LIU T. 1985, 26. táblázat).

A Kínai-löszfennsíkkal nagyjából azonos földrajzi szélességek között elhelyezke-

23. táblázat. Különböző régiók löszének agyagásvány tartalma (<2 µm agyagfrakció) (súly-%)

| Régiók | Szerzők szerinti elemzések | | | | | | | |
|--|-----------------------------|----------------------|---------------------|---------------------|----------------------|----------------------|------------------|------------------|
| | | Illit | Montmorillonit | Klorit | Kaolinit | Illit-Montmorillonit | Illit-Klorit | Klorit-Kaolinit |
| Magyarország Paks | REMÉNYI M. | 20 — 26 | 20 — 35 | 17 — 23 | 2 — 4 | 6 — 13 | 4 — 13 | — |
| Lengyelország Visztula menti löszök Lopatki | MARUSZCZAK H. 1986 | 40 8 — 40 | 34 — | 10 5 | 6 3 — 5 | — 50 — 70 | — — | — — |
| Kína Malan Felső Lishi Alsó Lishi Wucheng | WEN Q. és társai 1985 | 68 67 63 48 | 9 12 16 11 | 12 11 11 6 | 11 10 11 16 | — — — — | — — — — | — — — — |
| SzU Kuban Dontól északra Obtól nyugatra | BONDARCSUK V.G. 1978 | 30 40 40 | 40 40 40 | 20 10 20 | 5 5 — | — 5 — | — — — | — — — |
| USA Burdick lösz (Maryville) | McKAY E.D. 1979 | 20 — 25 | 40 — 60 | — | — | — | — | 10 — 15 |
| Richland lösz (Illinois-völgy) Mississippi-völgy (Alton fölött) | FRYE J.C. és társai 1962 | 41 11 | 42 80 | — — | — — | — — | — — | 17 9 |

dő Illinoisban, a Mississippi és Ohio mentén elterülő löszökben túlnyomórészen a montmorillonit az uralkodó (60–80%), az illit csupán az Ohio, Wabash völgyében egyes rétegtani egységekben kerül túlsúlyba (60–70 %), egyéb helyeken és rétegekben 10–40 % közötti a részesedése. A kaolinit és a klorit együttesen az agyagásványok 5–30 %-át teszi ki (27. táblázat).

Az ásványtani elemzések szerint (FRYE J.C. és társai 1962, GLASS H.D. és társai 1968, FOLLMER R.L. és társai 1986, RUHE R.V. 1973) az agyag és a durvább szemcsék is a morénákból és a sanderekből származtak, amelyeket a nagy folyók folyásirányukat változtatva terítettek szét.

Az Illinois-i löszök egymás alatti rétegtani egységeiben az agyagásványtársulások különböző arányait mutatták ki. A jellegzetes társulásokat az egyes nagyfolyók lehordási területén uralkodó agyag- (nehéz-) ásványtársulásokkal azonosították (27. táblázat).

Az Egyesült Államok közép-nyugati löszének a sajátja az, hogy belföldi jégtakaró előterében képződtek, jórészen „hideg lösz”-ként értelmezhetők, ellentétben

24. táblázat. A bogoljubovoi löszök ásványi összetétele (Moszkvától keletre)
(Elemzések: REMÉNYI M. és GEREI L.).

| Mintavétel mélysége (m) | Fe + Al oxidok | Kvarc | Földpátok K Pl | | Klorit | Illit- Musz- kovit | Mont- morillo- nit | Fe- Mont- morillo- nit | Kaolinit | Közberétegzett ásványok | Szerves anyag | Pirit |
|--|-------------------|-------|------------------------------------|---|--------|--------------------------|--------------------------|---------------------------------|----------|----------------------------|------------------|-------|
| 0,25 holocén talaj A ₂ B | 2 | 28 | 2 | 2 | 8 | 21 | 3 | 10 | 3 | 20 | 1,0 | — |
| 0,40 holocén talaj B _t | 2 | 26 | 4 | 4 | 16 | 15 | 4 | 9 | 5 | 14 | 0,8 | — |
| 0,60 holocén talaj B _t | 2 | 24 | 5 | 3 | 16 | 20 | 4 | 11 | 4 | 10 | 0,6 | 0,6 |
| 1,00 L III | 2 | 24 | 5 | 3 | 17 | 18 | 4 | 13 | 3 | 10 | 0,5 | 0,6 |
| 1,50 L III | 2 | 26 | 6 | 6 | 14 | 18 | 4 | 7 | 4 | 12 | 0,5 | 0,6 |
| 2,00 Gley | 2 | 24 | 5 | 4 | 12 | 24 | 6 | 4 | 5 | 12 | 0,5 | 1,4 |
| 2,50 L II | 4 | 17 | 3 | 5 | 14 | 26 | 6 | 9 | 6 | 9 | 0,5 | 0,7 |
| 3,00 fosszilis talaj | 4 | 18 | 4 | 3 | 14 | 26 | 6 | 3 | 5 | 16 | 0,6 | 0,8 |
| 3,50 fosszilis talaj | 2 | 24 | 7 | 3 | 12 | 22 | 4 | 5 | 6 | 14 | 0,6 | 0,8 |
| 4,00 L I | 2 | 28 | 6 | 3 | 12 | 20 | 2 | 10 | 6 | 10 | 0,6 | 1,0 |
| 4,50 L I | 2 | 29 | 7 | 2 | 14 | 20 | 4 | 7 | 4 | 10 | 0,4 | 0,6 |
| 5,00 Mezini-talajkomplexum A ₁ | 2 | 24 | 2 | 2 | 18 | 12 | 4 | 11 | 8 | 16 | 0,3 | 0,9 |
| 5,90 Mezini-talajkomplexum | 2 | 31 | 6 | 3 | 14 | 18 | 2 | 8 | 3 | 12 | 0,4 | 0,6 |

25. táblázat. Bogoljubovoi őstalajok és löszök < 2 μm nagyságú agyagfrakcióinak ásványi összetétele (súly-%)
(Elemzések: REMÉNYI M. és GEREI L.)

| Mintavétel mélysége (m) | Kvarc | Föld- pátok | Klorit | Illit | Montmoril- lonit | Fe- Mont- morillonit | Kaolinit | Illit- Klorit | Illit- Mont- morillonit | Szer- ves anyag | Pirit |
|---|-------|----------------|--------|-------|---------------------|-------------------------|----------|---------------|----------------------------|-----------------------|-------|
| 0,25 holocén talaj A ₂ B | 4 | 2 | 14 | 26 | 8 | 15 | 8 | 13 | 8 | 1,0 | 1,2 |
| 0,40 holocén talaj B _t | 2 | 3 | 13 | 22 | 16 | 14 | 8 | 7 | 10 | 1,0 | 1,4 |
| 0,60 holocén talaj B _t | 4 | 3 | 17 | 26 | 10 | 16 | 6 | 8 | 8 | 0,8 | 1,0 |
| 1,00 L III | 2 | 2 | 19 | 28 | 10 | 15 | 8 | 8 | 7 | 0,8 | — |
| 1,50 L III | 4 | 4 | 13 | 24 | 12 | 18 | 8 | 8 | 7 | 0,8 | 0,8 |
| 2,00 Gley | 2 | 3 | 14 | 22 | 10 | 20 | 9 | 12 | 6 | 1,0 | 1,0 |
| 2,50 L II | 3 | 3 | 18 | 24 | 8 | 19 | 8 | 8 | 6 | 0,8 | 2,0 |
| 3,00 fosszilis talaj | 2 | 4 | 17 | 25 | 16 | 8 | 8 | 10 | 8 | 0,8 | 0,8 |
| 3,50 fosszilis talaj | 2 | 2 | 13 | 24 | 10 | 24 | 6 | 10 | 8 | 0,6 | 0,4 |
| 4,00 L I | 3 | 2 | 16 | 27 | 12 | 20 | 5 | 8 | 4 | 1,0 | 1,7 |
| 4,50 L I | 2 | 2 | 18 | 24 | 16 | 14 | 8 | 9 | 4 | 1,1 | 1,7 |
| 5,00 Mezini-talajkomplexum A ₁ | 4 | 2 | 12 | 19 | 16 | 16 | 7 | 10 | 9 | 1,6 | 3,2 |
| 5,90 Mezini-talajkomplexum | 3 | 4 | 10 | 23 | 12 | 19 | 5 | 16 | 5 | 1,0 | 2,2 |

a kínai löszvidékével, amelyet általában sivatagperemi lösznek, tehát meleg löszként tartanak számon.

Az utóbbi két vidék löszeiben előforduló agyagásványokat egymással összevetve feltűnő különbségek adódnak. A montmorillonit különösen sok a Mississippi-Missouri löszökben (60–80 %), ezzel szemben főleg a fiatal kínai löszökben ez az agyagásvány egy nagyságrenddel kevesebb (4–8 %). A kaolinit és az illit viszont a kínai löszökben szignifikánsan több (26., 27. táblázat). Az említett amerikai löszök nagyrészt a magas montmorillonit tartalmát (a részletes vizsgálatok szerint) nehéz lenne származtatni csak a közepes (10–50 %) vagy éppen kevés montmorillonitot tartalmazó morénák és sanderek anyagából.

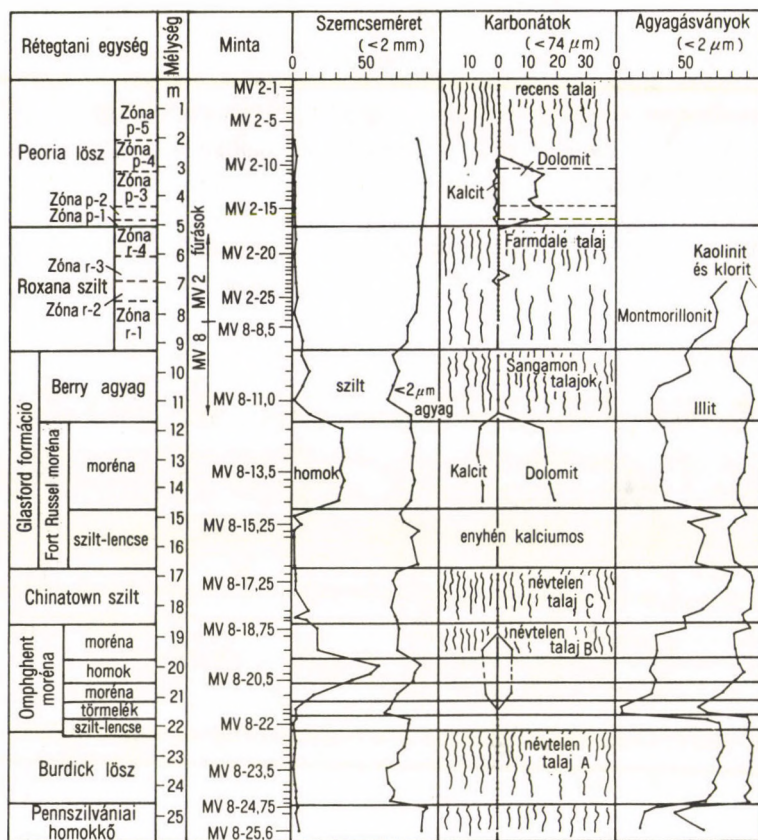
26. táblázat. A luochuani lösz és paleotalaj rétegek agyagfrakcióinak ásványi összetétele (súly-%)
(LIU T. 1985a)

| Minta száma | Kaolinit | Illit | Montmorillonit | Klorit | Vermiculit | Kalcit | Götit | Egyéb |
|-------------|----------|-------|----------------|--------|------------|--------|-------|-------|
| Malan 1 | 16,8 | 48,7 | 3,7 | 5,7 | 4,7 | 16,1 | 2,9 | 1,4 |
| Malan 2 | 14,8 | 45,6 | 4,3 | 5,4 | 5,0 | 20,9 | 2,7 | 1,3 |
| Lishi 1* | 18,2 | 57,4 | 7,9 | 2,6 | 7,9 | 0 | 4,6 | 1,4 |
| Lishi 2 | 18,5 | 42,1 | 10,8 | 5,2 | 4,8 | 14,4 | 3,0 | 1,2 |
| Lishi 3* | 20,8 | 53,6 | 8,4 | 5,4 | 4,8 | 1,3 | 4,4 | 1,3 |
| Lishi 4 | 13,0 | 55,7 | 5,3 | 4,5 | 5,3 | 11,6 | 3,1 | 1,5 |
| Lishi 5* | 17,4 | 63,2 | 1,1 | 6,4 | 5,6 | 1,0 | 4,2 | 1,1 |
| Lishi 6 | 23,4 | 42,9 | 12,5 | 9,2 | 1,3 | 6,1 | 3,2 | 1,4 |
| Lishi 7* | 19,3 | 61,3 | 3,2 | 9,2 | 2,0 | 0 | 3,9 | 1,1 |
| Lishi 8 | 16,4 | 51,2 | 7,3 | 7,1 | 3,8 | 10,3 | 2,7 | 1,2 |
| Lishi 9 | 20,7 | 45,0 | 7,5 | 7,8 | 3,3 | 11,2 | 3,2 | 1,3 |
| Lishi 10* | 21,3 | 50,9 | 11,7 | 7,0 | 2,5 | 1,8 | 3,6 | 1,2 |
| Lishi 11* | 21,4 | 53,3 | 10,3 | 8,0 | 2,3 | 0 | 3,6 | 1,1 |
| Lishi 12 | 17,7 | 55,2 | 13,0 | 8,1 | 1,9 | 0 | 2,9 | 1,2 |
| Wucheng 1* | 19,8 | 49,0 | 8,1 | 6,6 | 4,1 | 8,4 | 3,0 | 1,0 |
| Wucheng 2 | 20,8 | 49,2 | 12,5 | 7,6 | 3,4 | 3,1 | 2,5 | 1,0 |
| Wucheng 3* | 20,3 | 50,0 | 11,2 | 5,3 | 4,8 | 4,3 | 3,0 | 1,1 |
| Wucheng 4 | 14,7 | 52,7 | 7,3 | 4,3 | 6,8 | 10,7 | 2,2 | 1,3 |
| Wucheng 5* | 23,1 | 40,7 | 14,0 | 2,7 | 6,9 | 8,1 | 3,4 | 1,1 |
| Vörös agyag | 21,5 | 51,5 | 11,7 | 5,9 | 3,8 | 1,4 | 3,2 | 1,0 |

* Paleotalajok

Valószínű, hogy több-kevesebb százalékos arányban a montmorillonit autigén eredetű (41. ábra). Hasonlóképpen a Kínai-löszfennsík jelentősebb mennyiségű kaolinit-tartalmának nem teljes egészében lehet a sivatagi zóna a forrásvidéke. Az említett két löszvidéken melegebb és nedvesebb paleogeográfiai körülmények uralkodtak a lösz képződése során, mint az eurázsiai periglaciális övezet löszrégiójában.

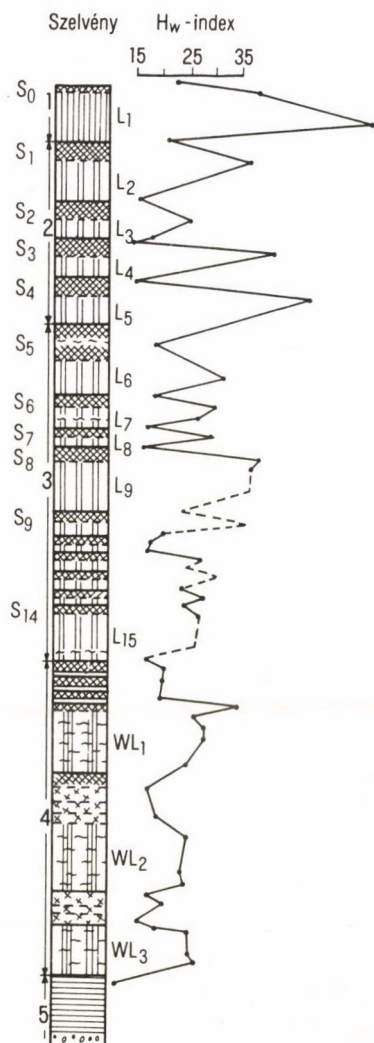
A periglaciális löszképződéshez viszonyítva melegebb és humidusabb paleogeo-



41. ábra. Szemcseeloszlás, karbonát és agyagásvány tartalom (súly-%) a Maryville (USA, Illinois) környékén előforduló pleisztocén üledékekben (McKAY E.D. 1979)

A Cca szintek karbonát tartalma viszonylag csekély. A Peoria löszben a dolomit meghaladja a kalcitot

gráfiai környezet uralkodhatott a kínai *Alsó Lishi* lösz és főleg a *Wucheng* formáció képződése idején is. Erre utal a kínai Luochuan löszszelvény (42a., b. ábrák) illit ásványainak „kristályosodási indexe”. Az elemzések szerint az illit kristályosági indexe 1,1 Ma-tól kezdve fokozatos, majd különösen 0,73 Ma-tól erős növekedést mutat. Ezt a jelenséget úgy értelmezik (LIU T. 1985, pp. 113–118), hogy a pleisztocén első (nagyobb) felében az éghajlati nedvesség változásának a mértéke még elég kicsi volt, míg kb. 1,1 Ma óta az ingadozás egyre nagyobb lett. Ez azt jelenti, hogy a *Lishi* és a *Malan* lösz formálódásának a paleoökológiai környezete humidus epizódokkal megszakítva lényegesen szárazabbá vált az idősebb *Wucheng* formáció képződési körülményeihez viszonyítva. Ez utóbbi agyagásványainak képződése enyhén nedves, meleg éghajlati környezetet feltételez.

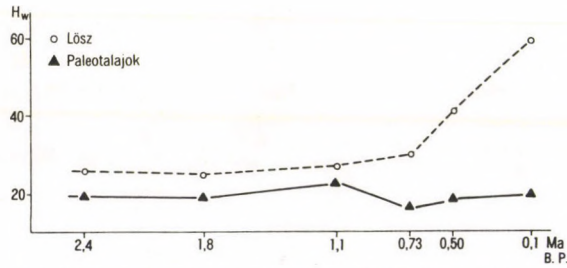


42a. ábra. Az illit kristályosodási fokának (Hw-index) változásai a Heimugou löszszelvényben, Luochuan, Senhszi tartomány, Kína (LIU T. 1985)

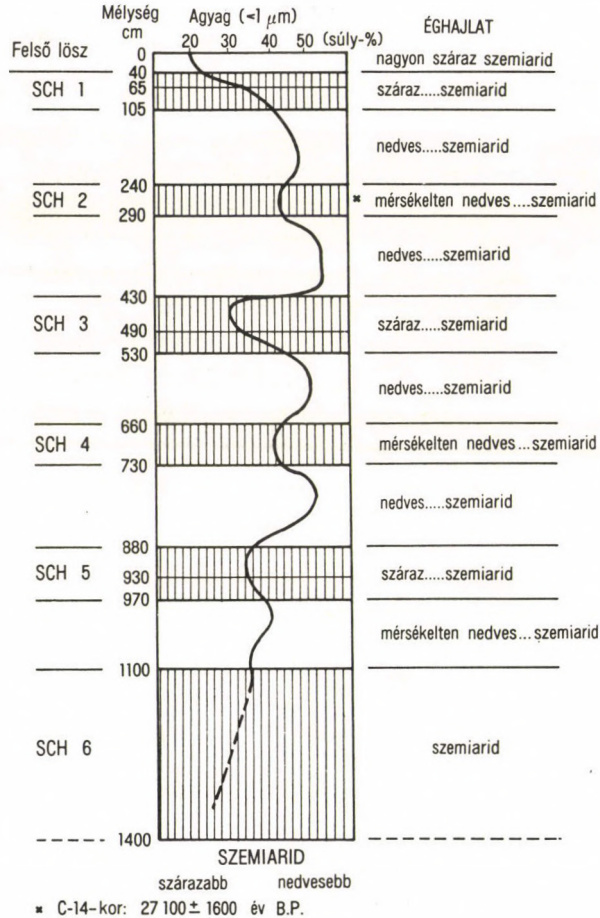
1 = Malan lösz; 2 = Felső Lishi lösz; 3 = Alsó Lishi lösz; 4 = Wucheng lösz; 5 = vörös agyag; L₁—L₁₅ = löszkötegek; S₀—S₁₄ = paleotalajok; WL₁—WL₃ = Wucheng löszcsoport; H_w-index = a d₀₀₁ átmérőjű illit kristályosodási foka

A sivatagperemi Izraelben, a Netivot szelvény löszrétegeiben is több az agyagásvány, mint az eltemetett talajokban (43. ábra). Ez utóbbiakban a homok- és a karbonát-tartalom jelentős megnövekedése (25–30 %) észlelhető, mely szárazabb, füves félsivatagi viszonyokra utal, ezzel szemben a lényegesen több agyagásványt tartalmazó löszkötegek relatíve nedvesebb körülmények feltételezésére adnak alapot. A 42a. ábra értelmezése arra enged következtetni, hogy a Wucheng formáció kialakulása alatt kb. olyan paleogeográfiai, mállási viszonyok lehettek, mint a Lishi, ill. a Malan lösz egyes paleotalajainak kialakulása idején.

Az agyagásvány vizsgálatok eredményei alapján bizonyos leegyszerűsítéssel állítható, hogy a hajdani periglaciális övben a löszrétegek többnyire hideg környezetben formálódtak viszonylag gyenge kémiai mállással és kis kilúgozódással. Ezzel szemben a paleotalajok viszonylag erős mállással és kilúgozódással járó melegebb-nedvesebb viszonyok között alakultak ki, jelentősebb agyagásvány képződéssel és felhalmozódással.



42b. ábra. Az illit kristályosodottságának változása a földtörténeti múltban (LIU T. 1985a)



43. ábra. Az agyagásvány tartalom ciklikus változása a lösz-paleotalaj sorozatban. Netivot (Izrael) (BRUINS H.J. és YAALON D.T. 1979)

A sivatagi peremterületeken a löszben eltemetett talajok (SCH 1—6) agyagásvány tartalma lényegesen csekélyebb, mint a löszökben, amelyek a nedvesebb, félig száraz viszonyok között képződtek

27. táblázat. A Great Plains középső-nyugati részében előforduló löszök agyagásványainak ($< 2 \mu\text{m}$) súly-%-os megoszlása (GLASS H.D. és társai 1968)

| Régiók | Löszlitológiai egységek | Montmorillonit | Illit | Kaolinit + Klorit |
|---|-------------------------|----------------|----------|-------------------|
| A) Középső Missouri-völgy | 1. Bignel lösz | 87 | 9 | 4 |
| | 2. Peoria lösz | 85 | 10 | 5 |
| | 3. Loveland lösz | 83 | 12 | 5 |
| B1) Ohio-völgy és a Wabash-torkolat fölötti terület | 4. Peoria lösz | 9 | 71 | 20 |
| | 5. Roxana lösz | 30 | 38 | 32 |
| B2) Wabash-völgy | 6. Peoria lösz | 26 | 61 | 13 |
| | 7. Roxana lösz | 55 | 22 | 23 |
| D) Középső-Mississippi-völgy | 8. Peoria lösz | 80 | 11 | 9 |
| | 9. Roxana lösz | 64 | 16 | 20 |
| E) Alsó-Mississippi-völgy | 10. Peoria lösz | 70*/54** | 20*/35** | 10*/11** |
| | 11. Roxana lösz | 69 | 14 | 66 |

* = Nyugati oldal; ** = Keleti oldal

3.5.1. NÉHÁNY VITÁS KÉRDÉS

Régóta többféle módon magyarázzák és értelmezik az agyagásványok szerepét, helyzetét és mennyiségét, nem utolsósorban a kialakulását a löszben. Egyesek úgy vélik, hogy a löszben az egyéb ásványokkal együtt agyagásványok is lerakódtak (SMALLEY I.J.–VITA-FINZI C. 1968, YAALON D.H.–DAN J. 1974, LIU T. 1985). A talaj-mikromorfológiai vizsgálatok azonban autigén eredetű agyagásványokra is utalnak (BRONGER A. 1979, MOROZOVA T.D. 1990, MÜCHER H.J. 1986). MÜCHER szerint a földpátok a löszben montmorillonittá mállhatnak, bár a mállás, ill. az agyagásványképződés mértéke a löszrétegekben aránylag kisebb mértékű az eltemetett talajokhoz viszonyítva (44. ábra).

Nincs még kellően értelmezve az a jelenség, hogy a fiatal lösz kevésbé mállott, agyagásványtartalma kevesebb, mint az idősebb löszöké. Egyesek ezt az üledék ásványi anyagának lerakódási sebességével magyarázzák, vagyis ha az anyagfelhalmozódás sebessége kicsi, a mállásnak, az agyagásványképződésnek nagyobb szerep juthat. Mások inkább azt hangsúlyozzák, hogy az idősebb löszök képződése idején a paleogeográfiai viszonyok kedvezőbbek voltak az agyagásvány képződésére (GRABOWSKA-OLSZEWSKA 1989).

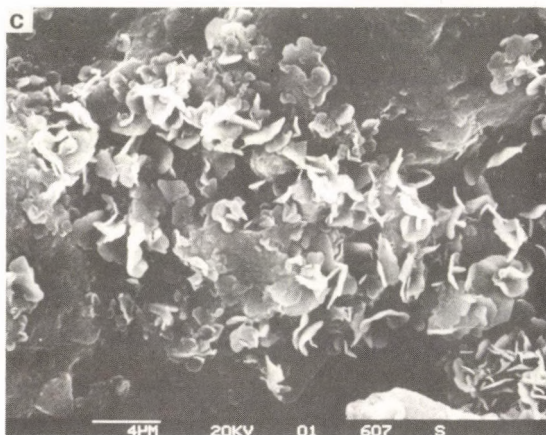
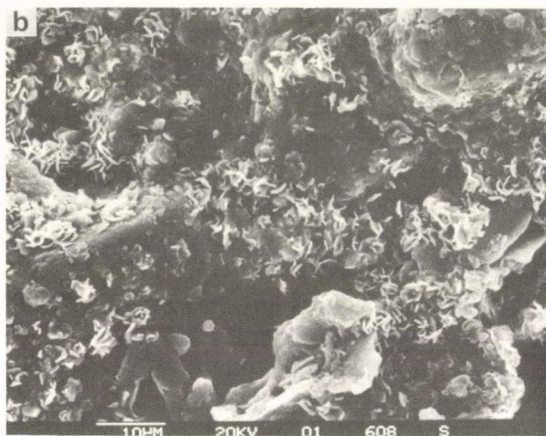
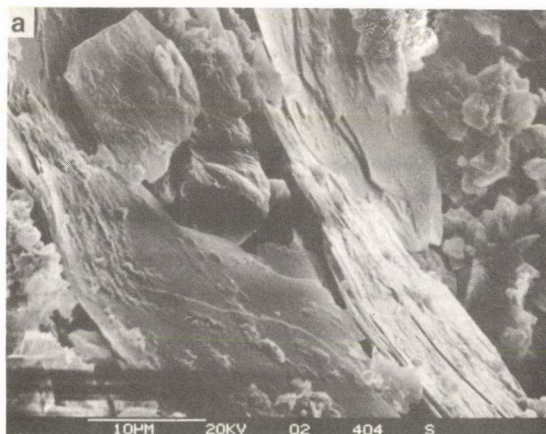
A pollenanalitikai és az agyagásvány vizsgálatok tanúsága szerint az idősebb löszök képződése idején csapadékosabb, nedvesebb éghajlati viszonyok uralkodtak és a pleisztocén közepe óta fokozatosan növekedett az ariditás (BOLIKHOVSKAYA N.S. 1986, URBAN B. 1984, LIU T. 1985a).

A holocén során azonban a fiatal Würm löszök Ny-Európában mintegy 3 m

44. ábra. Csillámaprózódás a löszben
és agyagásvány-képződés a fosszilis ta-
lajban (REM-felvétel: KRINGS E.
Trieri Egyetem Geol. Oszt.)

a = Paks, I₃ lösz csillámaprózódás in situ

b, c = Paks, BD₁ talajban agyagásvány-
képződés in situ (szmektit-illit)



mélységig mésztelenedtek és vályogosodtak a jelenkori agyagbemosódásos talajok szelvénye alatt (MÜCHER 1986).

A talajlakó élőlények is jelentős szerepet töltöttek be az anyag elkeverésében a lösz és a talajrétegek közötti érintkezési zónában. A növényi gyökök és az állatjáratok mentén nemcsak oldatok, hanem agyagásványok is bemosódhattak a mélyebb szintek felé.

Azok a kínai löszkutatók, akik a lösz ásványi anyagának felhalmozódását a belső-ázsiai sivatagokból kifújt por felhalmozódásával magyarázzák, az agyagásványokat is sivatagi eredetűnek tartják. LIU T. (1985a) a legutóbbi pekingi porhullás, porvihar kapcsán (1980. ápr.18.) kimutatta, hogy a régi kínai feljegyzések több ezer hasonló porviharról tudósítanak a történelmi idők során. Szerinte a por (aleurit) és az agyagfrakció (pelit) egzotikus távolságból, légi úton való szállítás után halmozódott fel. Úgy magyarázza, hogy az agyagfrakció, a durvább kvarcsezemcsékre tapadva – kötődő frakcióként – szállítódott és rakódott le a löszvidékeken, tehát az agyag allochton részecske.

Ismeretes, hogy a sivatagi üledékek között gyakori a folyóvízi, lejtőleemosásos és a tavi eredetű üledék is. Ezekben az üledékekben mindig találni bizonyos mennyiségű agyagásványt. Azzal érvelnek, hogy miként a sivatagi lakk is lehet biológiai eredetű, vagyis baktériumok és algák tevékenységére is visszavezethető, hasonlóképpen vasoxid és agyagásvány is képződhet ott. Viszont ha a biológiai aktivitás a sivatagban teremthet olyan mikrokörnyezetet, amely szükséges az agyagásvány képződéséhez, akkor az sem zárható ki, hogy a löszképződési zónában is voltak olyan feltételek, amelyek az agyagásvány képződését autigén módon kisebb mértékben elősegítették.

Az agyagásvány egzotikus származtatása ellentétben látszik állni azzal a felfogással, hogy a löszkötegekben az agyag és a szilt arányának a váltakozása klímaváltozást jelző tényezőként figyelembe vehető (LIU T. 1985a, KUKLA G.J. 1987b).

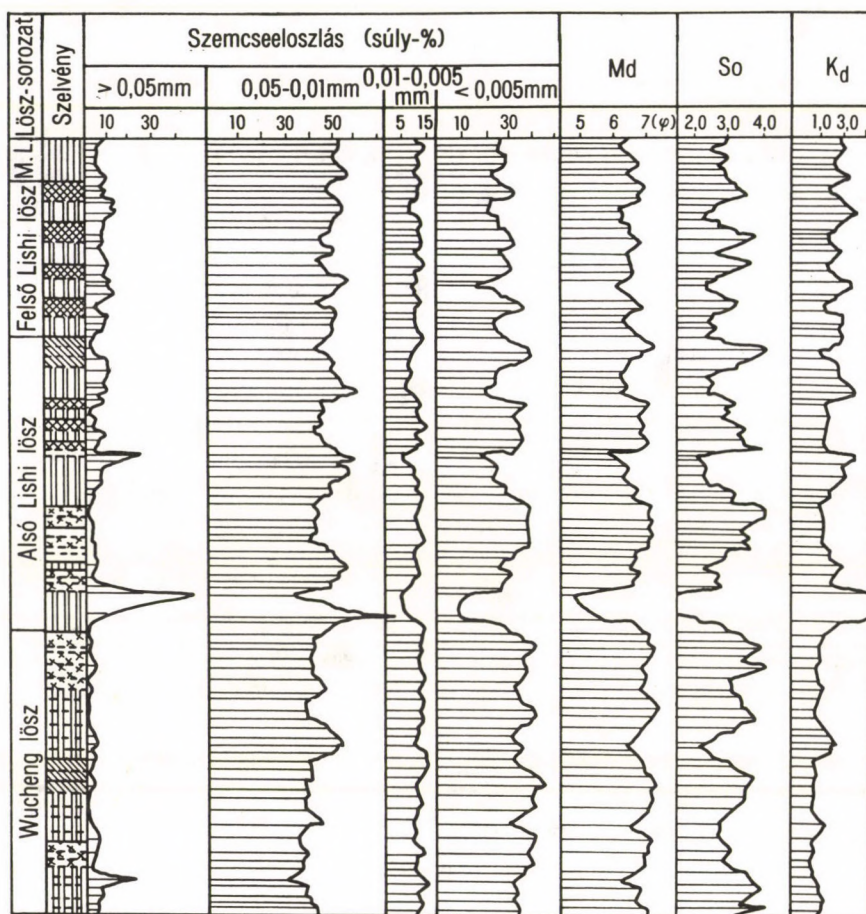
A kínai löszökben második helyen domináns kaolinitnek a sivatagokból való származtatása azért is nehézségbe ütközik, mert a sivatagban nem voltak kedvező nedves és savas környezeti körülmények a kaolinit képződéséhez.

Azt is tapasztalták, hogy az agyag egy része és a Fe, a Mn oxidok a repedések mentén bemosódnak, ill. koncentrálnak az eltemetett talajokban (AN Z.–WEIL. 1978). Ez jelzi azt, hogy az agyag kolloid részei migrálnak és koncentrálnak. Bár a löszben az uralkodó kvarc és földpát szemcsék kevéssé mállnak és változnak a diagenézis folyamata alatt. E kisebb változások észlelésére azonban a K_d index alkalmas.

$$K_d = \frac{0,05 - 0,001 \text{ mm } \varnothing}{< 0,005 \text{ mm } \varnothing}$$

A K_d index jelezheti a löszképződés, ill. talajképződés alatti környezeti változásokat, továbbá lehetőséget nyújt a löszszelvény litológiai, sztratigráfiai tagolására is (45a., b. ábra).

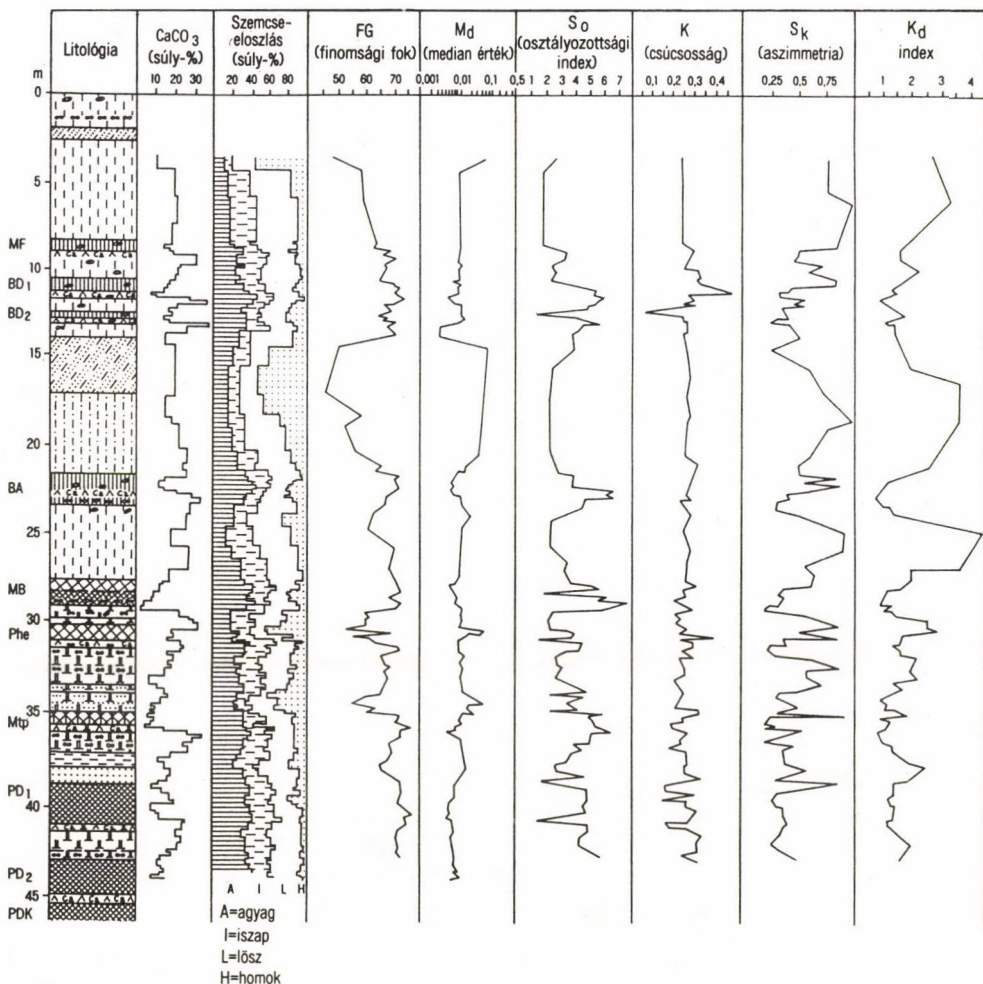
Az agyagásványok eredete és azok összetételének váltakozása a löszrétegekben, úgy tűnik, nem teljesen lezárható kérdés. Jelenleg úgy látjuk, hogy az agyagásványok



45a. ábra. A Heimugou szelvény, Luochuan, Senhszi tartomány (Kína) szemcseeloszlása és más paraméterek (LIU T. 1985)

Szelvényt magyarázat a 42a. ábrán

egy csoportja a lösz durvább szemcséivel (kvarc) együtt került felhalmozódásra, más része azonban a löszben képződött földpátokból autigén eredetű (lásd még 4. fejezet, 59. ábra).



45b. ábra. A paksi téglagyári löszfeltárás É-i részéről szemcseeloszlási és egyéb paraméterek (Elemzés: BALOGHNÉ DI GLÉRIA M., összeáll.: KIS É.)

3.6. SZERVES ZÁRVÁNYOK ÉS ÉLETNYOMOK A LÖSZBEN

Tengeri, tavi üledékekben sok esetben fellelhetők azoknak az élőlényeknek a nyomai, maradványai, amelyek életkörülményeit a víz, vagy annak környezete adta meg. A folyóvízi üledékekben azonban vízi élőlények mellett szárazföldi életnek olyan nyomai is gyakran előfordulhatnak, amelyek a vízgyűjtő egész területén éltek. A hosszabb

folyóvízi üledékszállítás és -felhalmozódás folyamatában a szerves maradványok részben megsemmisülnek, szelektálódnak, de ugyanakkor olyan különböző fajta maradványok keveredhetnek össze, melyek egymástól jelentősen eltérő ökológiai környezetben éltek.

A lösznek, mint szubaeरिकus képződménynek, a szárazföldi élet nyomainak, maradványainak megőrzésében különleges szerepe van. A lösz ásványi anyagának lassú felhalmozódása lényegében nem zavarta a folyamatos biológiai életfeltételeket. Sőt, a képződése idején bizonyos földrajzi övekben a mindenkor paleogeográfiai környezetben élő populációk számos fajtája maradványát konzerválta. Éppen ezeknek a szerves maradványoknak köszönhető jelentős részben, hogy életfeltételeik rekonstrukciójával a löszképződés ideje alatti paleoökológiai viszonyokat megközelítően körvonalazhatjuk. Ehhez természetesen segítségünkre szolgálnak még a lösz ásvány- és kőzettani összetételének és egyéb sajátosságainak a vizsgálati eredményei is.

A löszsorozatban a szerves élet feltételeinek többszöri változása hosszú időszakra visszamenően kimutatható, mely az adott földfelszín és azon végbement élet fejlődésének történetét demonstrálja.

A löszcsigák a leggyakoribb látványos maradványok a löszben, de nem minden rétegben egyformán gyakoriak. A típusos löszben előforduló szárazföldi molluszkafajok különböző társulásai az egykori, főként helyi paleoökológiai környezetet, életkörülményeket tükrözik vissza. A molluszkákat (fajok és fajtatípusok szerint) jelenkori kedvező életfeltételeik figyelembevétel alapján csoportosítják. Ennek alapján a löszrétegek csigatársulásait is éghajlat-ökológiai igényük szerint osztályozták meleg-száraz, meleg-nedves, hideg-száraz, hideg-nedves környezetet kedvelő négy fő csoportba (pl. LOŽEK V. 1964, 1976, KUKLA G.J. 1977, FRYE J.C.–LEONARD A.B. 1967, LIU T. 1985). Az ilyen osztályozás célja az egyes löszrétegek képződése éghajlat-ökológiai körülményeit megállapítani, mely alapul szolgálhat egyes rétegek löszkronológiai párhuzamosítására (SZŐR GY. és társai 1991).

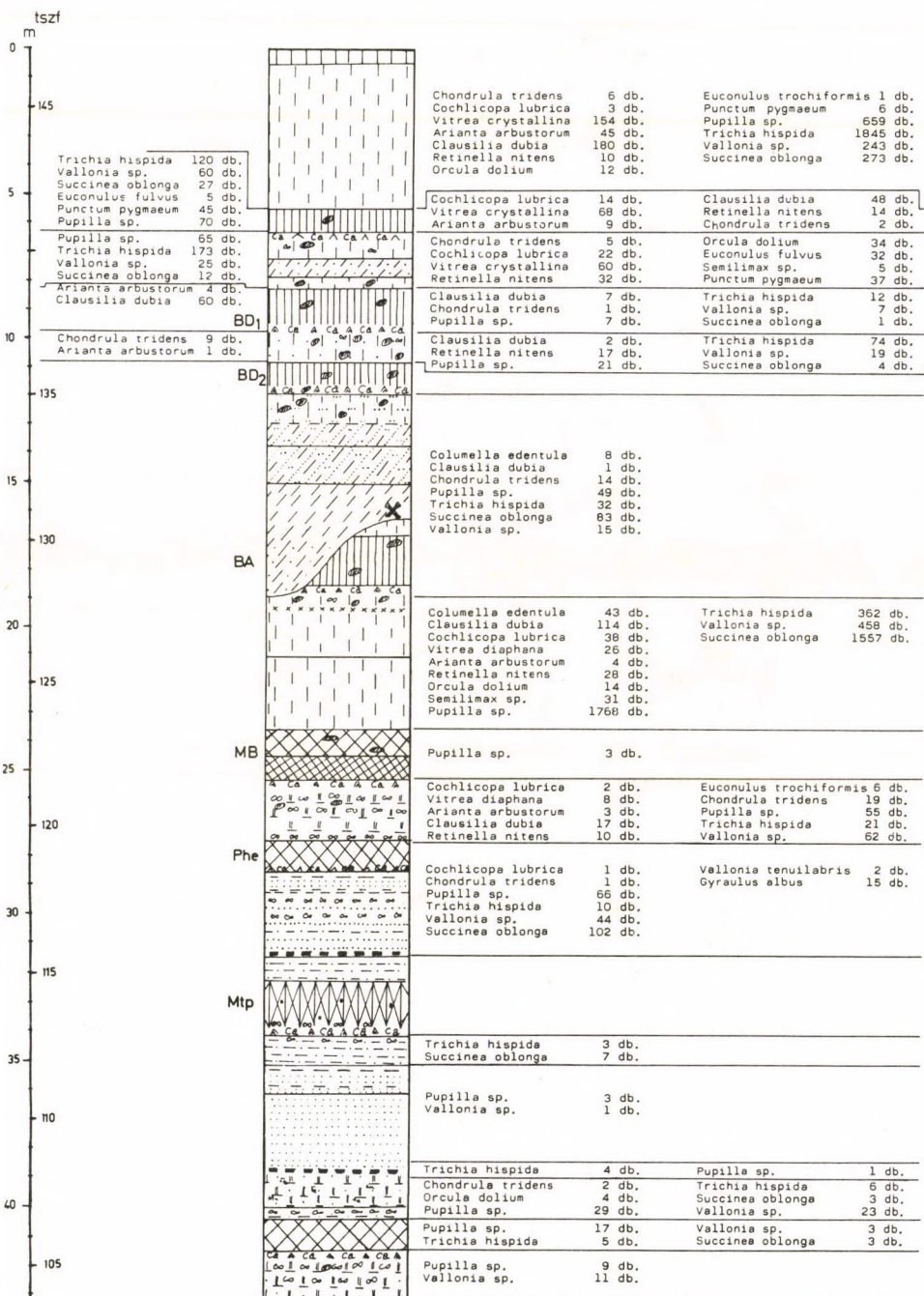
A Föld különböző nagy löszrégióiban a molluszkáknak igen eltérő társulásai fordulhatnak elő, ezért is az ún. „vezérvölgyek”, a döntő indikátorfajok löszvidékenként eltérőek lehetnek. A csiga társulások együttesében a regionális különbségek mellett a nagyobb löszsorozatokban vertikálisan is kimutathatók bizonyos különbségek, változások. A fiatalabb löszrétegekben egyre szárazabb-hidegebb életkörülményeket tűró molluszkafajok jelennek meg, amellyel egyes köztes rétegekben – főleg talajokban – ismételt előfordulnak meleg-nedves viszonyokat kedvelő fajok (46., 47. ábrák).

A jelenkori és a löszben előforduló molluszkák összehasonlító vizsgálatát a löszeredet magyarázásához is felhasználják. Már a múlt század első felében annak eldöntésére, hogy vízi vagy légi szállítással halmozódott-e fel a lösz anyaga, BRAUN A. (1842) a csiga egyedek százezreit határozta meg a Rajna-Majna menti löszökből. Vizsgálataival a löszben a szárazföldi fajok abszolút dominanciáját állapította meg a vízi fajokkal szemben.

| FAZIS | SZEL- VÉNY | ÜLEDÉK- ÉS TALAJ- KÉPZŐDÉS | NÖVÉNYZET | PUHATESTŰ FAUNA | ÉGHAJLAT |
|-------|---------------|--|--|---|--|
| 6 | | LÖSZ talajkezdemény szoliflukciós- és erodált rétegek | hideg sztyep tundra kopár felszínek | hidegkedvelő fauna Columella columella időnként sztyepfauna Helicopsis striata | száraz hideg 0- -2 °C nedvesebb, részben melegebb köztes szakaszok |
| 5 | | AGYAGTÖRMELE- KES HOMOK talajkezdemény löss- és szoliflukciós föld | sztyep kopár felszínek | sztyepfauna Helicopsis striata | hideg 0-2 °C száraz periódusok zivatarokkal |
| 4 | | MARKER | sztyep | Pupilla triplicata | 2 °C |
| 3 | | FEKETE FÖLD lejtőhordalék talaj | sztyep erdőssztyep | sztyepfauna Chondrula tridens erdőssztyep fauna Bradybaena fruticum | kontinentális 2-4 °C hosszú hideg tél, de meleg nyár hideg időszak kezdeté |
| 2 | | AGYAGBEMOSÓ- DÁSOS BARNA ERDŐTALAJ | erdő | meleg-, nedvesség kedvelő erdőfauna Helicigona banatica | melegen nedves 10-12 °C |
| 1 | | ÁTTELEPÜLT LÖSZ talajkezdemény | erdő sztyep | meleget igénylő puhatestűek megjelenése | fokozódó meleg és nedvesség |
| 6 | | LÖSZ | hideg sztyep | hideg fauna Columella columella | száraz hideg 0- -2 °C |

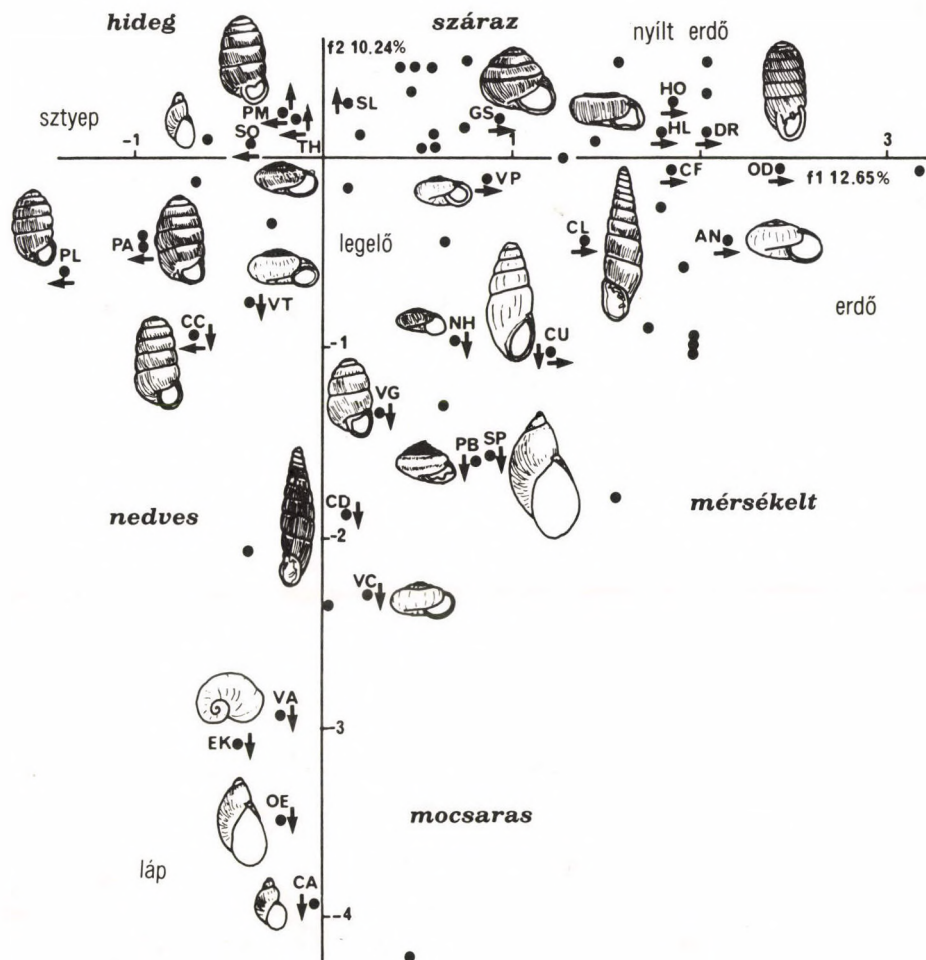
46. ábra. A löszsorozat üledékciklusai a környezeti hatások változásainak következtében (LOŽEK V. 1964)

A legújabb kutatások részletes statisztikai módszerrel közelítik meg (ROUSSEAU D.D. 1987) a molluszka társulások ökológiai jellegének az értékelését, az őskörnyezet rekonstruálását, ezek alapján az ősklímagörbe megrajzolását a vizsgált löszsorozatra vonatkoztatva (48. ábra). A molluszka társulások minőségi és részben mennyiségi elemzése alapján készült értékeléseket a 49. ábra szemlélteti Közép-Európára, az 50. ábra a Kínai-löszfennsík egyes alapfeltárásaira vonatkoztatva.



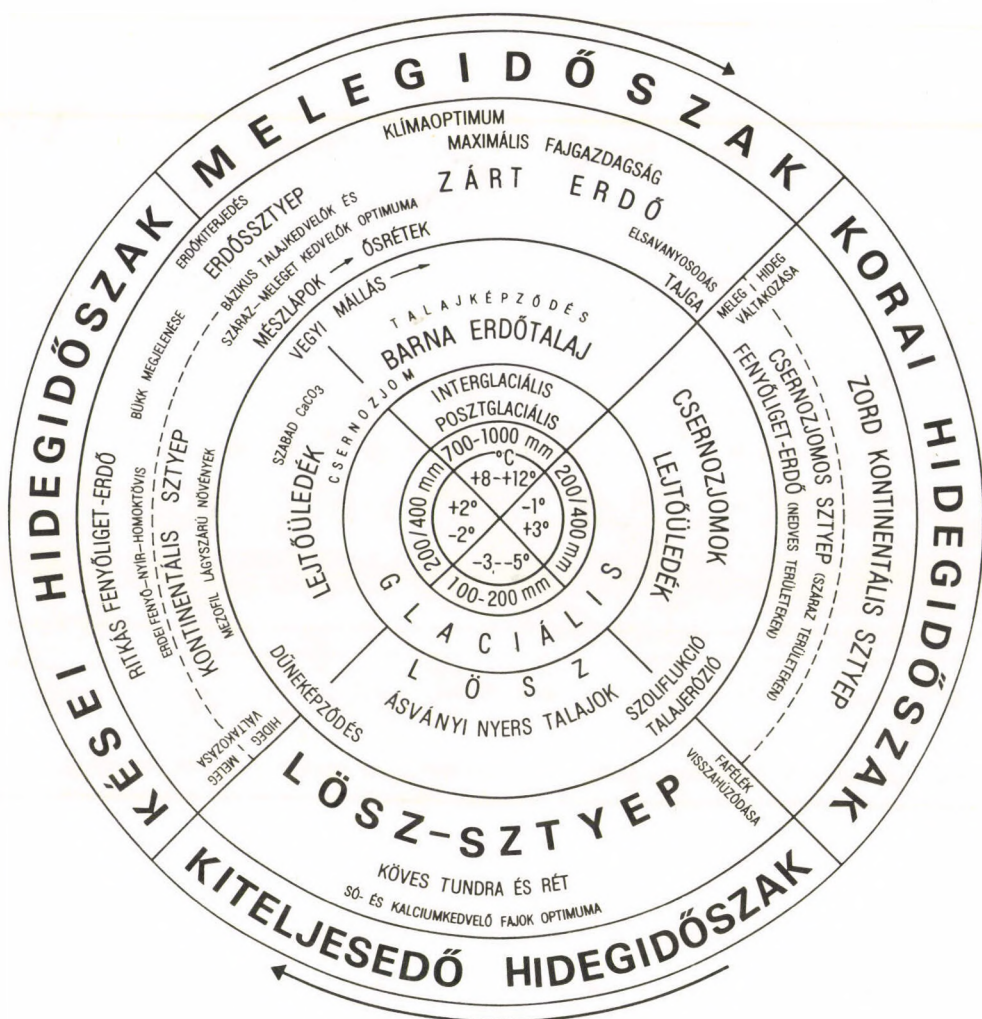
47. ábra. A puhatestű fauna eloszlása a paksi téglagyári löszfeltárás D-i részén (WAGNER M. 1979)

Lásd a 139. ábrát



48. ábra. Az achenheimi löszszelvény puhatestű faunájának faktor elemzése (ROUSSEAU D. D. 1987a,b)

A fajok ökológiai jellegéből négy fő szektor különíthető el: mérsékelt, hideg, száraz, nedves viszonyokat kedvelők. AN = *Aegopinella nitidula*; CA = *Catinella arenaria*; CC = *Columella columella*; CD = *Clausilia dubia*; CF = erdőkedvelő *Clausilia*; CL = *Chochlodina laminata*; CT = *Chondrula tridens*; CU = *Cochlicopa lubrica*; DR = *Discus rotundatus*; EK = *Eucobresia kochi*; GS = nagy fajták (*Arianta arbustorum*, *Bradybaena fruticum*, *Cepaea* sp.); HO = *Helicodonta obvolvata*; HL = *Helicigona lapicida*; HS = *Helicella striata*; NH = *Nesovitrea hammonis*; OE = *Oxyloma elegans*; OD = *Orcula doliolum*; PB = *Perforatella bidentata*; PA = *Pupilla alpicola*; PL = *Pupilla loessica*; PM = *Pupilla muscorum*; PP = *Punctum pygmaeum*; SL = lárvák; SO = *Succinea oblonga*; SP = *Succinea putris*; TH = *Trichia hispida*; VC = *Vitrea crystallina*; VA = *Vertigo parcedentata*; VG = *Vertigo genesii*; VY = *Vertigo pygmaea*; VO = *Vallonia costata*; VP = *Vallonia pulchella*; VT = *Vallonia tenuilabris*



49. ábra. A közép-európai száraz lösztájak üledék-, talaj- és vegetáció változásának ciklusai az éghajlattól függően (LOŽEK V. 1976)

A lösz csigafajok társulásainak ökológiai értékelése alapján az európai löszsorozat képződése idején három különböző paleogeográfiai környezet rekonstruálható (LOŽEK V. 1976, ROUSSEAU D.D. 1987, WAGNER M. 1979).

Periglaciális környezetek:

ritkás növényzettel hideg-nedves térségek (alacsony nedvesség mellett), lösz-

| Sorozat | Szelvény | Rétegek | <i>C. pulvra trix</i> | <i>P. aeoli</i> | <i>V. costata</i> | <i>V. tenera</i> | <i>C. fasciola</i> | <i>C. lutuosa</i> | <i>C. pulvertraculula</i> | <i>C. shikauensis</i> | <i>C. subrugos</i> | <i>P. futtereri</i> | <i>M. beresowskii</i> | <i>M. hausaiensis</i> | <i>M. yantaiensis</i> | <i>G. areasiana</i> | <i>S. erythrophana</i> | <i>C. teilhardi</i> | <i>B. similis</i> | Összesen |
|--------------|----------|---------|-----------------------|-----------------|-------------------|------------------|--------------------|-------------------|---------------------------|-----------------------|--------------------|---------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|---------------------|------------------------|---------------------|-------------------|----------|
| Felső Lishi | | | 35 | | | | | 19 | | | | 1 | | 30 | 4 | | | | 2 | 91 |
| | | | 26 | | | | | 2 | | | | 4 | | 29 | | | | | | 77 |
| | | | 22 | 7 | 1 | 3 | 2 | 7 | | | | 6 | | 87 | | | | | | 144 |
| | | | 16 | | | | 8 | 1 | 13 | | | | 4 | 167 | | | | 3 | | 217 |
| | | | 2 | 19 | 6 | 5 | 19 | 44 | | | | | | 129 | | | 4 | | | 226 |
| | | | 3 | 158 | 12 | 2 | 2 | 3 | 11 | | | | | 59 | 34 | | | | | 281 |
| | | | 4 | 52 | 7 | 6 | 7 | | 4 | | | | | 70 | 10 | | 1 | | | 157 |
| | | | 5 | 38 | 6 | 3 | 4 | | | | | | 3 | 15 | 11 | | | | | 80 |
| | | | 6 | 13 | 4 | | | | | | | | 3 | 11 | 2 | 5 | 3 | | | 41 |
| | | | 7 | 19 | 5 | | | | | | | | 1 | 5 | 2 | | | | | 32 |
| Alsó Lishi | | | 8 | 7 | 12 | | | 2 | | | | | | 20 | 11 | | | | | 52 |
| | | | 9 | 24 | 3 | | | 2 | | | | | | 86 | | | | | | 117 |
| | | | 10 | 10 | 4 | | | | | | | | | 90 | 35 | | | | | 141 |
| | | | 11 | 6 | 1 | | | | | | | | | 9 | | | | | | 16 |
| | | | 12 | 4 | | | | | | | | | 3 | 97 | 2 | | | | | 106 |
| | | | 13 | 5 | | | | | | | | | | 13 | | | | | | 18 |
| | | | 16 | 4 | | | | | | | | | | 10 | | | | | | 14 |
| | | | 17 | 4 | | | | | | | | | | 21 | | | | | | 25 |
| | | | 18 | 8 | | | | | | | | | | 19 | | | | | | 27 |
| | | | 19 | 4 | | | | | | | | | | 14 | | | | | | 18 |
| Wucheng lösz | | | 20 | 5 | | | | | | | | | | 4 | | | | | | 9 |
| | | | 21 | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | 22 | 2 | | | | | 10 | | | | | 6 | | | | | | 18 |
| | | | 23 | 14 | 5 | | | | 8 | | | | | 15 | | | | | | 29 |
| | | | 25 | 4 | | | | | 10 | | | | | 6 | 2 | | | | | 19 |
| | | | 26 | 2 | | | | | | | | | | 5 | 4 | | | | | 16 |
| | | | 27 | 4 | | | | | | | | | | 3 | | | | | | 7 |
| | | | 28 | 4 | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | 29 | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | 30 | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Wucheng lösz | | | 31 | 3 | | | | | 4 | | | | | 4 | | | | | | 10 |
| | | | 35 | 2 | | | | | 5 | | | | | 10 | | | | | | 21 |
| | | | 37 | | | | | | 4 | 7 | | | | 4 | 8 | | | | | 15 |
| | | | 41 | 5 | 2 | | | | 4 | | | | | 2 | | | | | | 4 |
| | | | 43 | 2 | | | | | 7 | | | | | 2 | | | | | | 11 |
| | | | 45 | 2 | | | | | | | | | | 5 | | | | | | |
| | | | 47 | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | 49 | | | | | | | 6 | | | | 2 | | | | | | 8 |
| | | | 51 | | | | | | | | | | | 2 | | | | | | 2 |
| | | | 53 | 2 | | | | | 1 | | | | | | | | | | | 3 |
| Wucheng lösz | | | 55 | | | | | | | 4 | | | | | | | | | | 4 |
| | | | 57 | | | | | | | | | | | 4 | | | | | | 4 |
| | | | 59 | | | | | | | | | | | 3 | | | | | | 3 |
| | | | 61 | 6 | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | 65 | 2 | | | | | 1 | | | | | 7 | 2 | | | | | 14 |
| | | | 67 | | | | | | 6 | | | | | | | | | | | 10 |
| | | | 69 | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | 71 | | | | | | | | | | | 4 | | | | | | 4 |
| | | | 73 | | | | | | | | | | | 5 | | | | | | 5 |
| | | | 77 | | | | | | 3 | | | | | | | | | | | 7 |
| Wucheng lösz | | | 79 | 2 | | | | | | | | | | 3 | | | | | | 2 |
| | | | 83 | | | | | | | | | | | | | | | | | 5 |

50. ábra. Csigák eloszlása a luochuani löszszelvényben (Senhszi tartomány/Kína, LIU T. 1985a)

A Felső Lishi és Malan összlettel ellentétben a Wucheng összlet feltűnően kevés csigahéjat tartalmaz. Az elsőként említett összletek talajaiban nagyobb mennyiségű csigaház maradvány mutatható ki, mint a lösz-összletekben

sztyeppek, magas nedvesség esetén lösztundra, vagy mocsaras tundra (Collumella faunával), löszsztyep Puppila fajokkal.

Glaciális és interglaciális közötti átmeneti környezetek:

változóan nedves füves sztyep, száraz füves sztyep, változóan nedves hideg sztyep, gyengén, közepesen nedves, vagy éppen mocsaras térségek.

Interglaciális környezet

esetén pedig mérsékeltövi ritkás erdők, változóan nedves erdős-sztyeppek rekonstruálhatók a csigafaunák elemzése nyomán.

Egyes közép-európai löszfeltárásokban LOŽEK V. (1976), KUKLA G.J. (1977), KRETZOI M. és KROLOPP E. (1972) szerint az ún. Banatica fauna a meghatározó faj az interglaciális alatt képződött talajokban, bár ez utóbbi faj a magyarországi löszfeltárások talajaiban igen ritkán fordul elő. A probléma az, hogy az eltemetett talajokban és főleg a Pannóniai-medencében kevés molluszk maradt meg, vagy erős szelektív fosszilizáció volt az aktív biogén, ill. huminsavas folyamatok hatására. Ugyancsak kérdéses még az is, hogy egyes helyeken, ill. rétegekben miért hiányoznak a csigák a löszből, más rétegekben pedig feltűnően sok egyed fordul elő (47., 50. ábra).

A szelektív fosszilizációval szemben egyesek feltételezik, hogy kedvezőbb ökológiai feltételek mellett sok molluszk él. Mások feltételezik, hogy a füves környezetben élő csigák vázait a felszíni csapadékvíz enyhe mélyedésekbe összehordhatja.

Az *emlősök* közül a sivatagperemi sztyep, hideg sztyep és változóan nedves füves sztyep, a tundrás sztyep, ill. erdős-sztyep vidéken élő állatok maradványai váltakozóan fordulnak elő a löszsorozat különböző rétegeiben. A hideg löszsztyeppek és lösztundrák leggyakoribb nagyemlős alakjainak maradványait (gyapjas elefánt, rénszarvas, gyapjas orrszarvú, ősbölgény, ló, gímszarvas) főleg a fiatal löszrétegekben találni, hasonlóan a szubarktikus viszonyok között élő kisemlősökhöz (lemming, arktikus egér).

A *nagy- és kisemlősök* maradványai a löszsorozat legidősebb rétegeitől a legfiatalabbig, általában szintén olyan társulásokat, ill. evolúciós szakaszokat mutatnak, amelyek a pleisztocén során egyre szárazabb és hidegebb körülményekhez idomulást jeleznek, bár ez alatt az éghajlat hideg-meleg szakaszok ismétlődésével ciklusosan változott (KRETZOI M.–PÉCSI M. 1979, KRETZOI M. 1987, XUE X. 1984).

Sok helyen, ill. egyes löszrétegekben jellegzetesek az ún. *állatjáratok* (*krotovínák*) maradványai is. Ezek a talajban, a felszín közeli rétegekben élő kisemlősök és férgek tevékenységét, ezen keresztül szintén az ősi ökológiai körülményeket tükrözik vissza. Az állatjáratok a löszben többnyire más színű, sötétebb alakzatokat formálnak. Előfordulnak a legfiatalabb és a legidősebb rétegekben egyaránt, általában az egykor felszínen levő eltemetett talaj alatt 1–2 m mélységig. Egyes talajlakó rágcsálók állatjáratai több méter mélyre is lehatoltak.

A *madarak*, (kis) *hüllők* és *bogarak* maradványai is jórészt beleillenek a fent említett paleoökológiai életképbe.

A talajban fészkelő bogarak, de főként talajférgek különböző fajtái kisebb és kevésbé mélyreható, de gyakran igen sűrű állatjáratokat hagytak maguk után. A talajférgek a lösz szemcseszerkezetének többszöri átformálásában is nagy szerepet játszottak,

főként olyan löszvidékeken és rétegekben, ahol a talajfagy nem gátolta tevékenységüket. Ilyen feltételek esetén a férgek hosszú évek során a felszín közeli réteg egészét átdolgozták.

Ezeknek és még inkább a mikroorganizmusoknak (baktériumok, algák, gombák) tevékenységéről a lösz formálódása szempontjából nagyon kevés megállapítással rendelkezünk. E tekintetben csupán a talaj-mikrobiológiai és kémiai kutatások tapasztalatára vagyunk utalva.¹

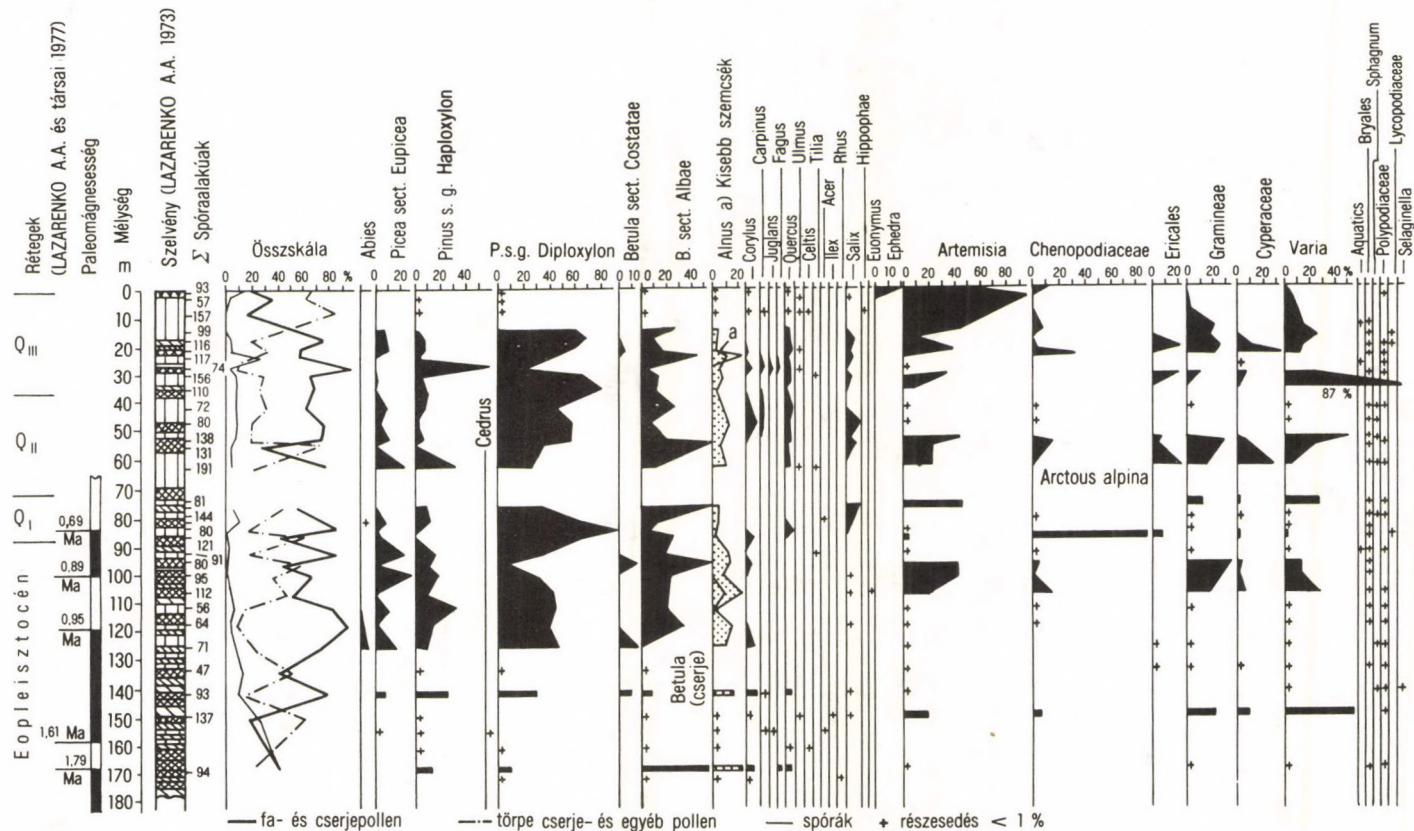
Növényi maradványok ugyancsak fontos információkat nyújtanak a löszrétegek keletkezési körülményeire és esetenkénti képződésük korára.

Faszénmaradványok helyenként elszórtan, helyenként vékony rétegben találhatók (FRENZEL B. 1964). Közép-Európában többnyire a fiatal löszben 16–20 ezer éves rétegekben *Pinus cembra* és *Larix* tűlevelű fajok maradványai gyakoriak, amelyek alapján tajga parkerdős (tundrás) löszsztyep viszonyokra lehet következtetni. A 16 ezer éves faszenek alatti lösz, pl. a Kárpát-medencében valószínűleg erdőtüz hatására megpörkölődött. A faszén maradványok inkább jellemzőek a legfiatalabb humuszos löszrétegekben, továbbá a fiatal löszök eltemetett erdős-sztyep talajaiban (pl. Mende F₂ talaj, Stillfried B stb.), amelyekből *Pinus* sp., *Pinus silvestris*, *Pinus cembra* fajok kerültek elő.


A fák és lágyszárú növények *virágpora* szintén megtalálható a lösz- és a talajrétegekben. Az előbbieken eltérő mennyiségben és kisebb, az utóbbiakban nagyobb mennyiségben. A löszszelvények palinológiai elemzését és értékelését megnehezíti az a körülmény, hogy a növénytársulások pollenjei a különböző löszrétegekben nagyon egyenetlen arányban, esetenként szegényesen fordulnak elő. Egy másik probléma, hogy a tűlevelű fák pollenjeit a szél nagy távolságokra (esetleg több száz km-nyire) is elszállíthatja, míg a lombos fák és főleg a füves növények pollenjei többnyire a termőhely közelében kerülnek lerakódásra. Ezt a körülményt figyelembe kell venni a pollen spektrum értékelésénél. Vagyis, ha pl. a tűlevelű fapollen kis mennyiségben fordul elő a vizsgált löszmintában, akkor feltételezhető, hogy a löszvidéktől távolabbi helyekről származhatott. Ennek ellenére ha a pollentársulások a löszszelvényben elegendő mennyiségben fordulnak elő, tájékoztatnak a löszréteg képződése alatti paleoökológiai környezetről, ill. annak változásairól (51., 52., 53. ábra).

A legkülönbözőbb löszvidékeken végzett palinológiai elemzések nemcsak vertikálisan, hanem régióként is eléggé eltérő táji és klimatikus feltételekre – félsivatag, sztyep, erdős-sztyep, tundrás sztyep – engednek következtetni a lösz képződése alatt.

¹ Az ilyen szempontú kutatások eredményeit legbehatóbban BERG L. Sz. (1953) vette figyelembe a lösz keletkezési teóriájának alátámasztására. Ha nem is fogadjuk el a BERG-féle elúviális-talajképződési elméletet (lásd később) a löszök keletkezésének egyedüli magyarázatául, az mindenesetre tény, hogy a löszrétegek képződése során a mindenkori felszínen állati és növényi élet folyt, bár többnyire kevésbé aktív, mint a löszvidékek jelenlegi talaján, ill. az eltemetett talajok képződése idején. Ma is vannak olyan nézetek, amely szerint a lösz abban különbözik a genetikai talajoktól (a különféle sztyeptalajoktól), hogy képződése idején a talajbiológiai tevékenység lényegesen gyengébb volt, de mégis volt!



51. ábra. A csasmanigari lözsszelvény (Tadzsisikisztán) pollendiagramja (BOLIKHOVSKAYA N.S. 1984)

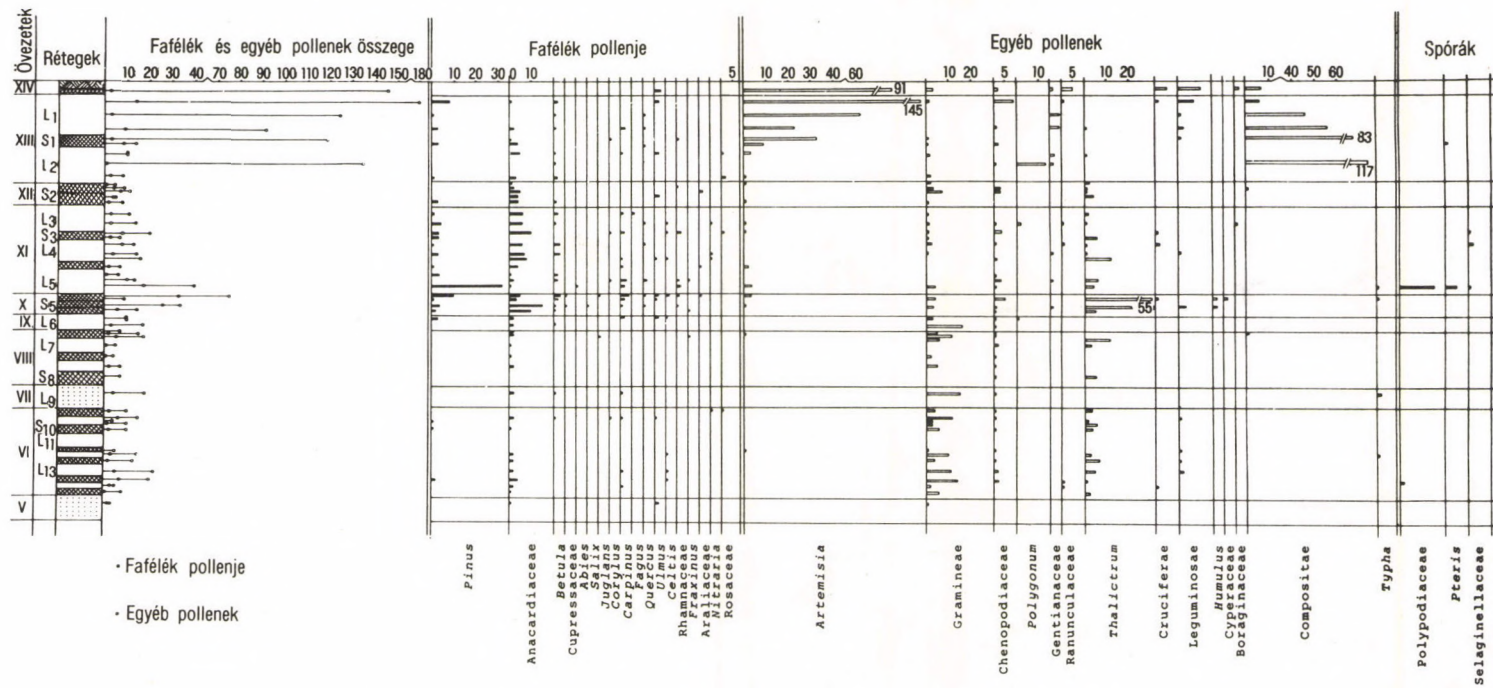
| PALEOMÁGNESSES IDŐSKALA ¹⁾ | ²⁾ TL-DATÁLÁS TL-DATÁLÁS | KRONOLÓGIA | TALAJRÉTEGEK ³⁾ | KÖZET- ÉS TALAJTÍPUSOK | VEGETÁCIÓ (PALINOLÓGIA) | PUHATESTŰ FAUNA ⁴⁾ | HELYI KLIMAFELTÉTELEK | |
|--|--|------------|----------------------------|--|---|---|-----------------------------------|---------------------|
|  | (a B.P.) | | | | | | | |
| | Lab. No. MO.422 29800 ± 600 ³⁾ | Felső | I ₂ | lősz | Gramineae > | Clausilia dub. Eucolonus fulv. Columella ed. | hideg, száraz | Rangifer tarandus |
| | | | MF 1 | gyenge kifejlődésű csernozjom | Pinus Gramineae > Artemisia kevés melegkedvelő fajtája | Cochlicopa lubrica Punctum pygm. Chondrula tridens Vallonia Pupilla | mérsékelt meleg, mérsékelt száraz | Elephas primigenius |
| | | | | lősz | pollenzegény | | | |
| | | M | MF 2 | csernozjom / barna erdőtalaj | sok Artemisia, Chenopodiaceae | | mérsékelt, mérs. száraz | |
| | | R | I ₃ | lősz | sok Heliophita növény, Gramineae | Trichia hisp. Vallonia, Pupilla Succinea Chondrula tr. | hideg, száraz | |
| | | Ü | BD ₁ | csernozjom | Betula, Pinus Gramineae Artemisia | | mérs. meleg, mérs. száraz | |
| | | W | | lősz | Artemisia Caryophyllaceae | Trichia hisp. Vallonia, Pupilla Chondrula | hideg, száraz | |
| | | | BD ₂ | csernozjom / barna erdőtalaj | Pinus, Betula Artemisia Gramineae | Chondrula t. Abida frum. Vallonia, Pupilla | mérsékelt meleg, mérs. száraz | |
| | | | I ₄ | lősz | — | Trichia hisp. Vallonia, Pupilla | | |
| | | Alsó | BA | csernozjom-réti talaj | Artemisia > Cerealia | Chondrula tridens Abida frum. Succinea oblonga | mérsékelt meleg, mérs. száraz | Elephas primigenius |
| | | | I ₅ | lősz | Artemisia | Columella edentula Succinea oblonga | hideg, száraz | Equus sp. |
| | TL 105000 ± 17000 | | R-W INT. | MB ₁ csernozjom agyagbemos. b. erdőtalaj MB ₂ homok | Pinus > Picea Chenopodiaceae | Vallonia Pupilla | | |
| | TL 105000 ± 17000 | | | | | Succinea oblonga | | |

52. ábra. A mendei löszszelvény paleoökológiai adatai és értelmezése (URBAN B. 1984)

1 — MÁRTON P. 1979a; 2 — BORSY Z. és társai 1979; 3 — PÉCSI M. és társai 1979c; 4 — WAGNER M. 1979. Újabb tagolódást lásd a 106. ábrán

Néhány általánosítható tapasztalat, hogy az alsópleisztocén löszökben és talajokban a harmadidőszak végi reliktumok pollenjei is megtalálhatók. A hidegtűrő növények virágporát nagy mennyiségben a fiatal löszökben, főként az utolsó glaciális löszrétegekben találják (FRENZEL B. 1964, URBAN B. 1984). A közép-ázsiai és a kínai legfiatalabb löszszelvényekben különösen az Artemisia pollen dominanciája és a fapollenek szegénysége a feltűnő (BOLIKHOVSKAYA N.S. 1984, WANG Y. és társai 1984).

GRICHUK V.P. (1984) szerint a sivatagperemi ún. meleg-löszvidékek szelvényében (pl. Közép-Ázsia) a glaciális szakaszok idején humidusabb, míg a jégkor közötti



53. ábra. A luochuani löszszelvény (Senhszi tartomány, Kína) pollendiagramja (SASAJIMA S.— WANG Y. 1984)

meleg szakaszokban szárazabb éghajlati viszonyok uralkodtak, a pollenspektrumok elemzése alapján (VELICHKO A.A. és társai 1984, LAZARENKO A.A. 1984). Hasonló következtetést vontak le az izraeli löszszelvények (Negev) paleopedológiai értékeléséből is (BRUINS H.J.–YAALON D.H. 1979).

A virágpor- és magmaradványok mellett talajkémiai elemzéssel kis mennyiségben humusz (0,1–0,2 %) és humuszsavak is kimutathatók egyes löszrétegekből, továbbá szabadszemmel megfigyelhető növényi gyökérhálózat különböző rajzolatú nyomai, finom rostos szövetkéi. A *gomba* micéliumok előfordulása a löszrétegekben pedig gyenge talajképződés folyamatára utal.

A növényi gyökerek nyomát jelző csövecskék többnyire karbonátok vagy vas-oxid-hidroxidok képezik. A gyökércsővecskéket sok, esetenként másodlagos karbonátos anyag tölti ki.

A löszrétegek sajátos szöveti szerkezetének a kialakításában mind az állati, mind a növényi maradványok, ill. az életfolyamatok felismerhető bélyegeket hagytak, jelentősen részt vettek a lösz szemcseméret-alakításában, sőt a szemcsék elrendezésében is.

Az ősember életének és eszközeinek maradványa a löszrétegekben, ha nem is olyan gyakori, mint az állati és növényi anyagoké, mégis az emberiség fejlődése és elterjedése földtörténeti időben való rekonstruálásához fontos adatokat szolgáltat.

Az európai löszsorozat fiatalabb rétegeiben főleg a magdaléniai, keleti gravetti, ritkábban a moustérien kultúrákat képviselő ősember leletei a gyakoriak. Ezek a kultúrák főleg a Duna-völgy és mellékfolyóinak második, harmadik teraszán települő löszökből kerültek elő (GÁBORI M.–GÁBORI V. 1957, LOŽEK V. 1969, IVANOVA I.K. 1961). A szovjet közép-ázsiai löszökben és a Kínai-löszfennsík idősebb rétegeiben találták a legrégebb ősemberi leleteket, amelyeket a löszből ismerünk (RANOV V.A. 1980, CHEN G. és társai 1978, CHIA L.–WEI C. 1976, LIU T. 1985a). Az ún. „Lanti-ősember”-t (*Homo erectus Lantianensis*) a Senhszhi tartomány Lanti körzetében olyan idősebb löszrétegben találták, amelynek korát (paleomágneses és löszsztratigráfiai módszerekkel) cca. 0,8–1,15 Ma lehet datálni (AN Z.—HO C. 1989). Ezzel szemben Észak-Amerikában csak a legfiatalabb Wisconsin löszrétegekben fordulnak elő az ősember eszközei.

Az ősember tevékenységének (gyűjtögető, vadász életmódnak) a hatása a „lösz-környezetre” még kevésbé ismert. De találni helyenként a legfiatalabb löszrétegekben (kb. 16 ka) olyan erdőtűz nyomokat, amelyeket feltehetően az ősember okozott. Ezekben a faszénmaradványos rétegekben rénszarvas csontmaradványok helyenként nagy mennyiségben fordulnak elő. További vizsgálatok szükségesek annak a megállapítására, hogy ez a jelenség vajon természeti ökológiai krízis jelenség csupán, vagy a vadászélet-móddal is együttjáró tevékenység volt-e.

4. A LÖSZ LITOLÓGIAI TULAJDONSÁGAI

A lösz litológiai tulajdonságait nagymértékben meghatározzák az előbbieken ismertetett szemcseméret, szemcseeloszlás, ásványos és kémiai összetétel, továbbá az ásványi anyag felhalmozódása során és az azt követően végbemenő biogén és abiogén folyamatok. E helyen is hangsúlyoznunk kell több löszkutatóval egyetértésben, hogy *a lösz nem csupán felhalmozódott poros üledék, hanem az ún. löszképződéssel, sziallitos, karbonátmállással kialakult laza kőzet, bonyolult rendszer* (KRIGER N.I. 1965, LUKASHEV K.I. és társai 1970, LOŽEK V.1965, OBRUCSEV V.A.1948, PÉCSI M.1967b). A jellegzetes lösz ismertetőjegyek, tehát a szín, szemcseszerkezet, mésztartalom, cementáltság, aggregáltság stb. az előzőkre vezethetők vissza (2. fejezet).

4.1. A LÖSZ SZÍNE

A típusos lösz színe többnyire sárga, világossárga, esetenként szürkéssárga. Nedves állapotban a Munsell-skálán 2,5y 5/4, 6/4, 7/4, 8/3 színváltozatot mutat. A lösz száraz állapotban eltérő (más) színeződést mutat, mint nedvesen. Többnyire kivilágosodik, mert pl. a tartósan napsütötte száraz löszfalakon a sók – főként a karbonát – kicsapódnak.

A löszváltozatok színe barnássárga, barna, barnás-világos rózsaszínű és enyhén sárgás rózsaszínű is lehet. A lösz helyenként, ill. rétegenként mangán-, vas- és mészkonkrécióktól, gyökérmaradványoktól enyhén foltos. A gyengén-erősebben mállott lösz, löszvályog általában sötétebb színű, mint a típusos lösz. A löszök színeződését különböző helyi tényezők is befolyásolják (GUENTHER E.W. 1961):

1. a kiindulási anyag,
2. mészdúsulás,
3. humusz és vasoxidok,
4. talajvízközelben a glejesedés.

Regionálisan, klímazonálisan főként a csapadékmennyiség, nedvesség-növekedés, a hosszantartó szárazság, a talajjégképződés és olvadás okoznak bizonyos elszíneződéseket a löszben (lásd még 5.5 pont alatt).

Azok a löszváltozatok, amelyek színe számottevően, ill. jelentősen eltérő, többnyire sötétebb, vagy másképpen elszíneződött, rendszerint nemcsak a szín jellegében, hanem más lösz ismertetőjegyekben is különböznek a típusos löszöktől.

4. 2. A LÖSZ SZÖVETE, A SZEMCSÉK EGYMÁSHOZ ILLESZKEDÉSE

A típusos löszre, pontosabban az egyes löszkötegekre jellemző a rétegzetlenség. A löszsorozatban, függőleges szelvényben eltérő színű és szemcseösszetételű lösz, eltemetett talajok, homok vagy helyenként más, nem löszös rétegek is közbetelepülhetnek. Ilyen értelemben a löszsorozat rétegegységekre, ill. rétegcsoportokra, összetetkekre tagolódik, de a rétegek között általában éles határok nem észlelhetők. Eróziós hézagok csak ritkán ismerhetők fel szabad szemmel.

A lösz rétegzetlenségét az jellemzi, hogy a szemcséknek nincs megfigyelhető orientáltsága az egyes rétegekben. Míg az üledékes kőzetekben általában a szemcsék határozott irányú elrendeződése mutatkozik, a löszkötegekben valamilyen szabályos szemcseelrendeződést többnyire nehéz felismerni.

Az egyes löszrétegeken belül, de az egymásra települő rétegek között is a szöveti különbségek gyakran annyira kicsik, hogy azokat szabad szemmel alig lehet észrevenni. E jelenség több tényezőre vezethető vissza:

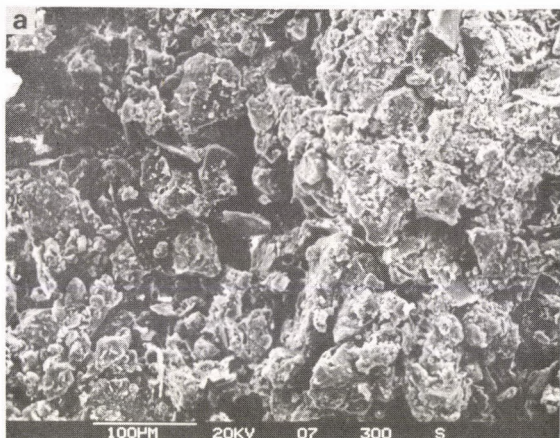
a) A szemcsék elrendeződésében meghatározó szerepe lehet a szedimentációnak.
b) A szedimentációt követő löszösödési folyamatok (talajfagy, talajbiológiai tevékenység, aggregátumképződés stb.) megváltoztathatják a szemcsék eredeti irányítottságát.

c) Időközben a szemcsék lerakódási feltételei megváltozhatnak, továbbá a szemcsék szállításának a módjában (szél, lemosás stb.) és ütemében is időszakos módosulások történhetnek. Így pl. elkülönülő, vékony rétegek (>1 cm), ill. leveles rétegek (<1 cm) is előfordulhatnak egyes löszrétegekben.

d) A lösz szövetének egyik fontos sajátossága a *szemcsék tapadása*, ami a részecskék *kohéziója* ill. *cementálódása* révén alakul ki.

A *szemcsék kohéziós* tapadásában közreműködik a felületi energia, a higroszkópos vízburok, a kapilláris nyomás felületi feszültsége, melyet a szemszerkezet, annak ásványos jellege, a víztartalom és a porozitás is befolyásolnak.

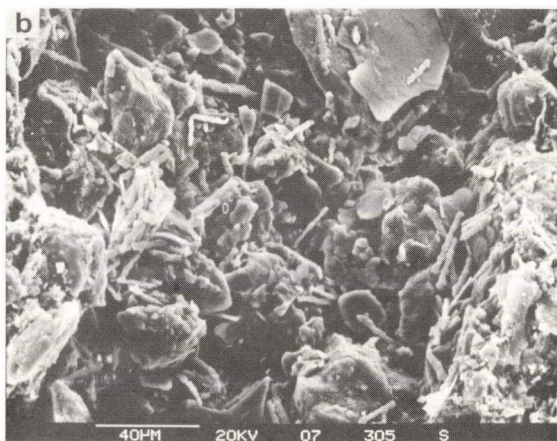
A *szemcsék cementálódását* kötőanyag segíti elő, mely nagy részben mészbevonat, meszes kontakt cement, a szemcsék körül, ill. a hézagokat kitöltő meszes póruscement, esetleg vaskiválás (54., 55., 56. ábra).



54. ábra. A lősz szemcseformái és egymáshoz illeszkedésük a paksi feltárásban. Vizsgálatok: PÉCSI-DONÁTH É. MTA Geokémiai Kut. Labor; REM-felvétel: KRINGS E. Trieri Egyetem Geol. Oszt.

a = fiatal lősz (l4) - a szemcsék cementáltsága és tapadása, a minta ásványi összetétele: kvarc, földpát, kalcit, illit, muszkovit, klorit, dolomit

b = fiatal lősz (l4) - gyengén osztályozott szemcsék, a nagyobb csillámok felszínére kisebb részecskék tapadnak, nagyon feltűnőek a tű illetve pálcika formájú részecskék



c = fiatal lősz (l5) - finom homokos lősz (delle-kitöltés), a szemcsékre kevesebb karbonát részecske tapad, a minta ásványi összetétele: túlnyomóan kvarc, kevesebb kalcit, klorit, illit, dolomit, földpát

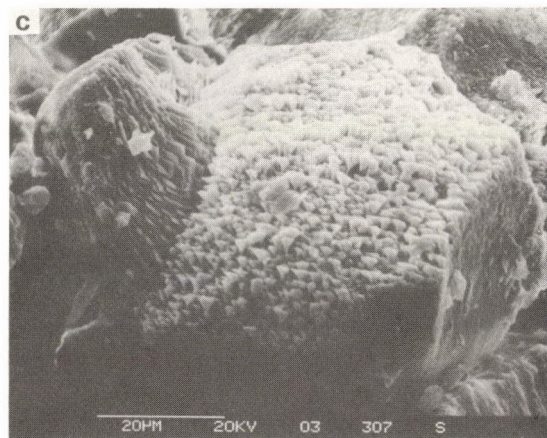
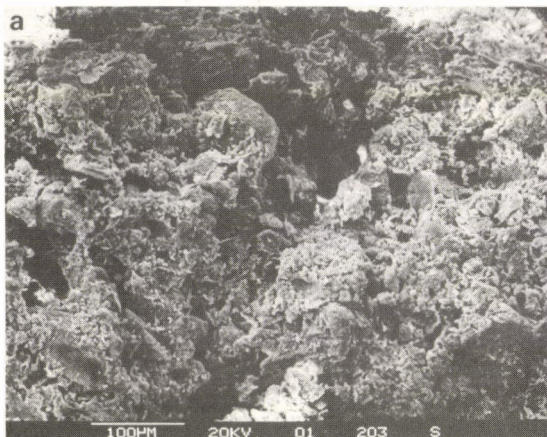


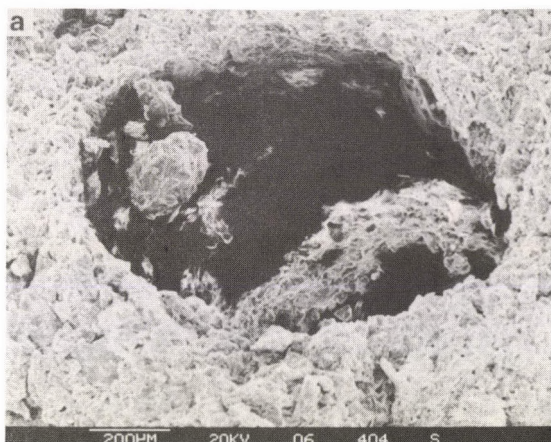
55. ábra. Karbonátcementáció és karbonát kristályosodás a löszben. Vizsgálatok: PÉCSI-DONÁTH É. MTA Geokémiai Kut. Labor; REM-felvétel: KRINGS E. Trieri Egyetem Geol. Oszt.

a = mendei löszszelvény, az MF₁/MF₂ talajkomplexum köztes rétegében a szemcsék erős, karbonátos cementációt mutatnak, a minta ásványi összetétele: kvarc, kalcit, muszkovit-illit, földpát, kaolinit-klorit

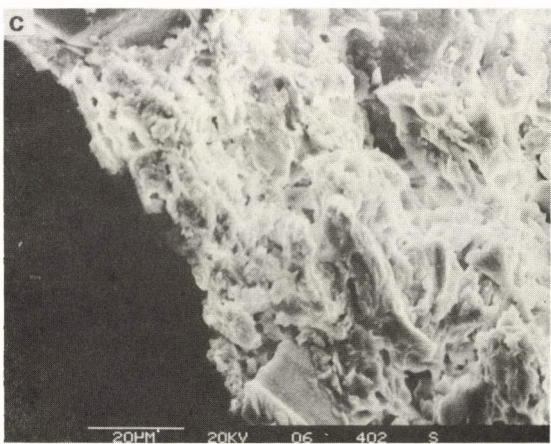
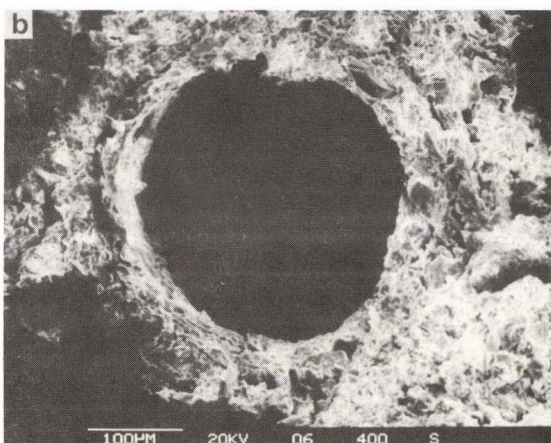
b = mendei löszszelvény, az I₃/MF₂ átmeneti tartományában nagyon feltűnőek a karbonátcsövecskék (x), valamint egy kisebb csövecskéből (+) álló aggregátum, amely valószínűleg helybeni mikroorganikus mészképződmény, a minta ásványtani összetétele: kvarc, kalcit, muszkovit-illit, földpát, klorit-kaolinit, illit

c = a fiatal lösz a paksi feltárásban (I₂), kb. 5 méterrel a felszín alatt; a kloritszemcse felszínén dolomit (kevés kalcit) kristályok képződtek, a minta ásványi összetétele: kvarc, dolomit, kalcit, földpát, illit-muszkovit, klorit





56. ábra. Másodlagos karbonát kiválás
pórusokban (a, b) és a pórusok oldalán
(c), Basaharc BD talajokban; REM-fel-
vétel: KRINGS E. Trieri Egyetem Geol.
Oszt.



4. 3. POROZITÁS

A típusos löszre jellemző a porozitás magas aránya, az összpórustérfogat elérheti a 45–60 %-ot. A szilárd részecskék közötti pórusokat levegő vagy víz tölti ki.

A pórustérfogatot (n) vízzel való elárasztással határozzák meg az alábbi képlet szerint:

$$n = \frac{V - V_t}{V} \cdot 100\%$$

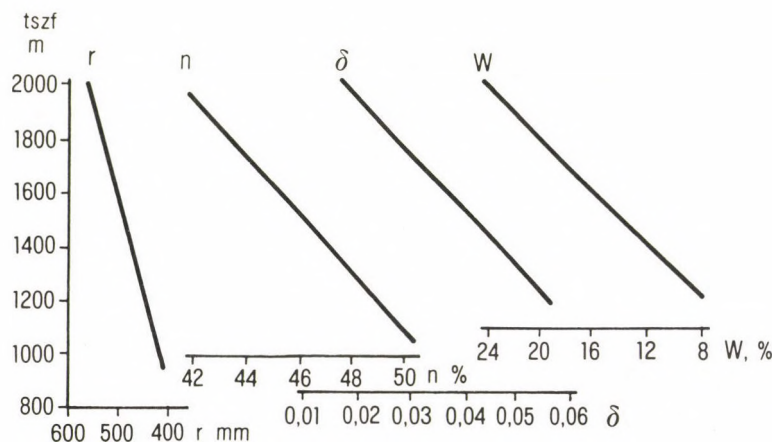
V = a vízzel telített löszminta térfogata

V_t = a száraz löszminta térfogata

A pórustérfogat nagyságát jelentős mértékben a mésztartalom befolyásolja (56. ábra). A mésztelen löszvályog pórustérfogata kicsi (~ 20 %). A fiatal löszök porozitása általában nagyobb, mint az idősebb löszöké.

A porozitás, a pórustérfogat aránya a lösz teljes térfogatához viszonyítva fontos és jellegzetes paraméter a talajmechanika és a mérnökgeológia számára is. A nagy pórustérfogatú löszök, főleg vízzel való telítődés esetén rogyásra, süppedésre hajlamosabbak, mint az alacsony porozitásúak (57. ábra, 28. táblázat).

A lösz érzékenyen reagál a környezeti változásokra, a porozitás a csapadéknövekedéssel csökken (KRIGER N.I. 1986), hasonlóképpen a mesterséges öntözés hatására is. A löszporozitás csökkenése esetén gyengül vagy megszűnik a roskadáshajlam.



57. ábra. A csapadékmennyiség és a lösztulajdonságok összefüggése a tengerszint feletti magassággal a Kirgiz-hegységgláncok északi lejtőinek példáján (KRIGER N.I. 1984)

r = csapadékmennyiség; n = porozitás; w = összvíztartalom; δ = relatív roskadási képesség

28. táblázat. Az Alsó-Dnyeszter menti löszök és paleotalajok mállásegységítőhatója és egyéb tulajdonságai (KRIGER I. 1986)

| Réteg neve | Ned- vesség (%) | Plasztici- tás(%) | Porózítás | Viszonylagos rozkadási ké- pesség, termé- szetes nyomás hatására | Adszorpciós kapacitás (mil- liegyenér- ték/100 gr. talaj) | Humusz- tartalom TJURIN szerint(%) | Mállás- együtt- ható |
|----------------------|-----------------------|----------------------|-----------|--|---|---|----------------------------|
| Pricsernomorje | 15,6 | 15,5 | 45,8 | 0,002 | 18,43 | 0,40 | 1,62 |
| Dofinov* | 16,1 | 14,6 | 46,5 | 0,003 | 21,84 | 0,60 | 3,57 |
| Bug | 16,0 | 11,9 | 50,0 | 0,012 | 15,43 | 0,40 | 1,90 |
| Vitachev* | 18,0 | 17,0 | 42,9 | 0,003 | 20,93 | 0,52 | 3,01 |
| Udaj | 18,0 | 14,5 | 48,1 | 0,033 | — | — | 1,06 |
| Priluki* | 18,1 | 16,8 | 43,4 | 0,003 | 20,96 | 0,50 | 2,22 |
| Tjasmin | 18,1 | 14,3 | 45,8 | 0,019 | 18,43 | 0,34 | 1,74 |
| Kaidak* | 18,7 | 18,8 | 41,8 | 0,002 | 29,71 | 0,57 | 4,63 |
| Dnyepr | 19,3 | 15,6 | 43,8 | 0,001 | — | — | — |
| Zavadorv* | 20,4 | 19,5 | 38,4 | 0,006 | — | — | — |
| Tiligul | 20,4 | 16,9 | — | — | — | — | — |
| Lubny* | 21,7 | 20,6 | — | — | — | — | — |
| Elemzések mennyisége | 1009 | 1207 | 415 | 279 | 33 | 29 | 25 |

* = Paleotalajok

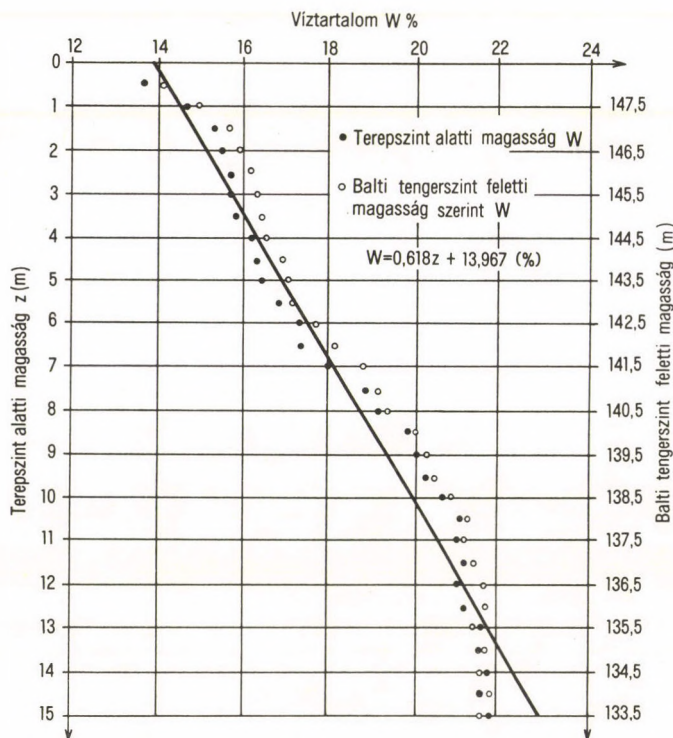
A lösz nedvességtartalma általában 14–22 %, efemer jellegű (28. táblázat, 58. ábra). A víz-, ill. nedvességtartalmat is zonálisan a földrajzi környezeti adottságok szabályozzák. A nedvesség a lösz szelvényekben általában 1–3 m között évszakosan ingadozik, mintegy 10–15 m mélységben egy „holt szint” jelentkezik. E mélységben a nedvesség és a hőmérséklet időbeni ingadozása lényegében megszűnik (KRIGER N.I. 1986). A nedvességtartalom változását a löszszelvényen belül az eltérő szemcseösszetétel, a porozitás mértéke befolyásolja, különösen az agyagosabb rétegek határán.

A nedvességtartalom eltérő lehet aszerint, hogy a víz milyen mértékben és formában kötődik meg a löszben (erősen kötött vagy gyengén kötött kapilláris víz, gravitációs víz, pára vagy jégkristály alakban). A víz kötődési formái a löszben ritkán egyediek, több forma is együtt van jelen. A lösz nedvességtartalma, miként a porozitása is, a talajmechanikai vizsgálatoknak fontos paramétere (LUTENEGGER A.J.–HALL-BERG G.R. 1988).

4.4. A LÖSZÖK AGGREGÁTUMTARTALMA

A löszök szövetére (textura) jellemző, hogy a legfinomabb részecskék összece-mentálódása és tapadás révén főként 10–15 mikron átmérőjű aggregátumok képződnek.

Az aggregált részecskék jelentős szerepet játszanak a löszök sajátos szemcse-összetételében. ROZANOV A.N. (1951) szerint a lösz tömegének 20–40 %-a mikroagg-regátumokból áll. Mások viszont azon a véleményen vannak, hogy az aggregátság a



58. ábra. Az összvíztartalom változása a mélységgel, a dunaujvárosi löszszelvény példáján (TÖRÖK T. elemzése)

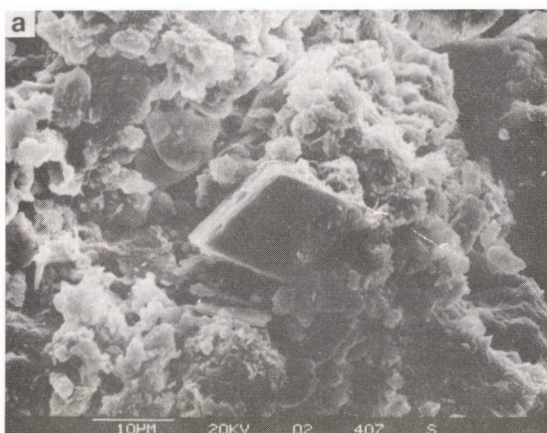
lössben nem számottevőbb, mint más üledékekben, ismét más álláspontok szerint az aggregáltság mértéke tulajdonképpen csak a szemnagyságelemzési módszerektől függ. Az aggregátumok jelenléte, mennyisége és kialakulása a löszkutatás egyik kritikus kérdése még napjainkban is.

Az aggregátumok keletkezését egyesek részben a részecskék lerakódásának folyamatával, mások részben a lerakódást követő diagenézissel magyarázzák. Ismét mások az aggregátumok létezését is tagadják a löszben.

Az aggregátum mennyiség meghatározása ugyanis a két legáltalánosabb elemzési módszertől függően jelentősen eltérő lehet.

a) Az aggregáló elemzés esetén az ammoniumos stabilizátor a kötőanyagot részben megsemmisíti, roncsolja.

b) A diszpergáló elemzés savas vagy bázisos folyadékokat használ, amely az elemi részecskéket részben megtámadja, korrodálja. A két különböző vizsgálati módszerrel az aggregáltság értékei mintegy 10–40 %-kal eltérőek lehetnek. A kémiai vizsgálatoknál mérlegelendő, hogy a Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{3+} , Al^{3+} ionok cementálóan hatnak, míg az egyvegyértékű kationok K^+ , Na^+ diszpergálódást okoznak.

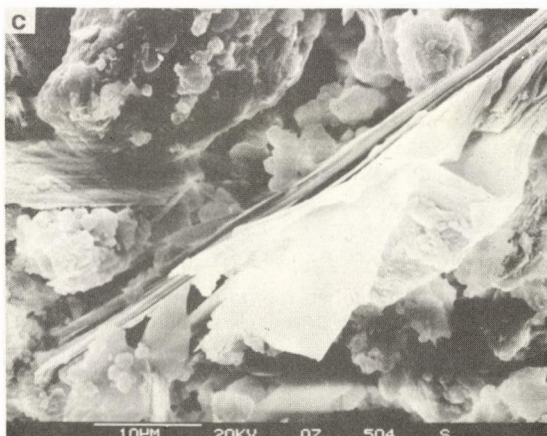


59. ábra. Aggregátum- és agyagásvány-képződés löszben. Vizsgálatok: PÉCSI-NÉ DONÁTH É. MTA Geokémiai Kut. Lab.; REM-felvétel: KRINGS E. Trieri Egyetem Geol. Oszt.

a = Basaharc (I₂), agyagásványok és más részecskék (kvarc, klorit, dolomit kristályok) aggregátum képződménye

b = Paks (L₆) idős lösz, agyagaggregátum

c = Mende (I₅) lösz, csillám mállás és agyagásvány-képződés



| Paleomagn. | | Pécsi 1972-1990 | Bulla 1934 | Scherf 1936 | Bacsák 1942 | Ádám és társai 1954 | Kriván 1955 |
|---------------------------------|----------------|--------------------|-------------------|-------------------------------------|-----------------------------------|--------------------------------|---------------------------------|
| B R U N H E S | I ₁ | h ₁ | | | | | |
| | I ₂ | MF | W ₃ | W ₃ | W ₂ -W ₃ | W ₃ | W ₃ |
| | I ₃ | BD1 | W ₂ -3 | XI W ₂ -W ₃ | I W ₁ -W ₂ | W ₂ -W ₃ | W ₃ + W ₂ |
| | I ₄ | BD2 | W ₁ -2 | X W ₁ -W ₂ | II W ₁ -W ₂ | W ₁ -W ₃ | W ₁ |
| | I ₅ | | W ₁ | W ₁ | W ₁ | W ₁ | R ₂ |
| | | BA | R ₁ -2 | IX R-W | III R-W | R-W | |
| | I ₆ | | R ₂ | R ₂ +R ₃ | R ₂ | | |
| | | MB | M-R | VIII R ₁ -R ₂ | IV R ₁ -R ₂ | R ₁ -R ₂ | R ₁ |
| | L ₁ | Phe | M ₂ | VII R ₁ | V R ₁ | R ₁ | |
| | L ₂ | Mtp | G-M | VI M-R | Cs M-R | M-R | M-R |
| | L ₃ | | G ₂ | V M ₁ -M ₂ | VI | M ₂ | M ₃ |
| | | PD1 | G ₁ -2 | III | | M ₁ -M ₂ | M ₂ |
| | L ₄ | PD2 | D-G | II G-M | VII | G-M | M ₁ |
| | L ₅ | PDk | D ₂ -3 | G ₂ | | G ₂ | |
| | L ₆ | Pv1 | D ₁ | I G ₁ -G ₂ | VIII | G ₁ -G ₂ | G-M |
| | | Pv2 | | G ₁ | | G ₁ | |
| | | Pv3 | | | | | |
| MATUYAMA | | | | | | | |
| Jar. | | | | | | | |

60. ábra. A paksi löszszelvény kronológiai tagolása (összeáll.: PÉCSI M. 1991)

MILANKOVIĆ (1941) és BACSÁK (1942) pleisztocén klímakalendáriuma alapján a különböző szerzők a löszök, paleotalajok és a homokrétegek különböző számát vették figyelembe. Még a kb. 200 m hosszú paksi téglagyár fejtési ideje alatt is a megvizsgált szelvények határozott különbségeket mutattak a rétegek számát és települését illetően

A kalciumkarbonáttal bevont részecskék hidratáció által kb. 10–50 mikron nagyságra nőnek meg. Az alumínium-szilikátok CO₂ jelenlétében hasonló nagyságra növekedhetnek.

Ezekre alapozva született olyan álláspont is, hogy a lösz a mállás hatására elkezdett (GANSSEN R. 1922, BERGL.SZ. 1953). A finom szemcsék összecementeződését

mész és vasoxid jelenlétében mások is felismerték, de úgy értelmezik, hogy a lösz durva szilt frakciója esetenként mikroaggregátumokból, máskor egyedi részecskékből áll (RUSSEL R.J. 1944b, DENISOV N.Ya. 1944, KRIGER N.I. 1965).

Bár az aggregátumképződés mellett és ellene is sorakoztatnak fel érveket, tény az, hogy a legtöbb cementeződés a lösz 10–50 mikron szemcseméretű tartományában fordul elő. Továbbá a löszben előforduló agyagásványok összetapadása is elősegíti az aggregátumok képződését. Csapadék hatására a lösz finom szemcséinek összetapadását már RICHTHOFEN F. (1878) is hangsúlyozta.

A lösz aggregált szerkezetét tehát az egyes részecskék közötti társulásként lehet értelmezni (55., 59. ábra).

4.5. HOMOK- ÉS TALAJRÉTEGEK A LÖSZBEN

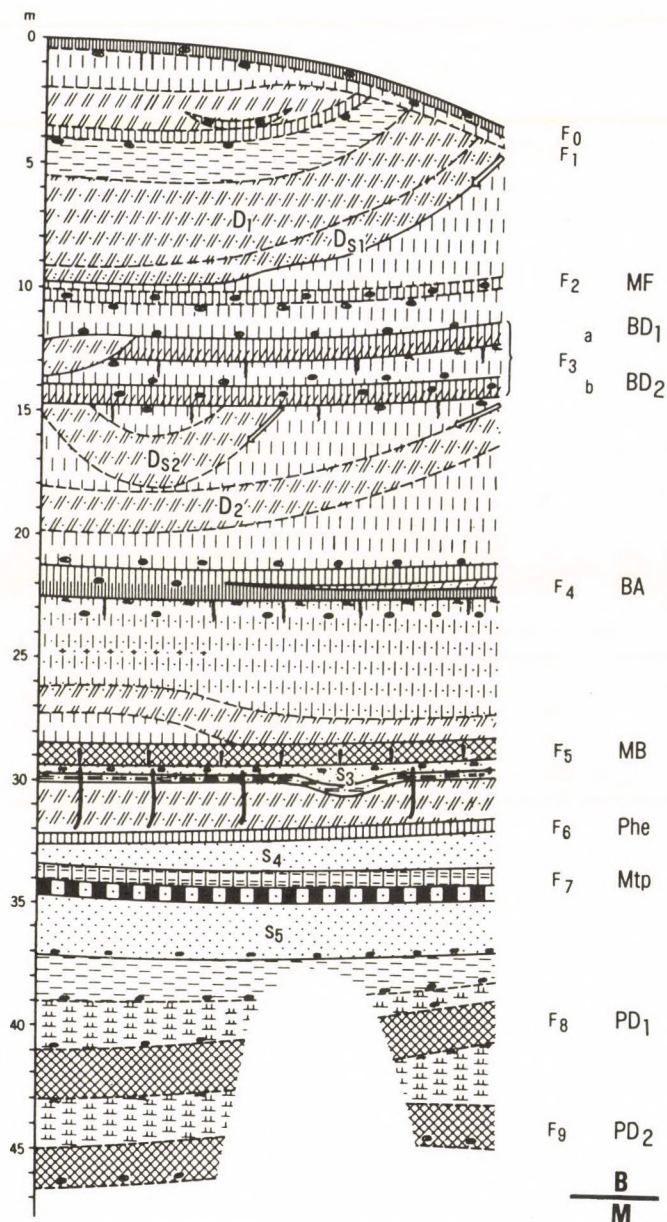
A vastag löszszelvényekben – pl. a Kárpát-medencében, Ob-menti-löszfennsíkon, Kínai-löszfennsíkon – a *lössz- és eltemetett talajrétegek* között *homokrétegek* ismétlődően betelepülnek.

A homokrétegeket kellő részletességgel először ÁDÁM L.–MAROSI S.–SZILÁRD J. (1954) tanulmányozták, ill. szelvényezték a *paksi téglagyári löszfeltárásban*. Ők a feltárás akkori szelvényében (60. ábra) a bányatalpig 6 fosszilis talajt, ill. löszréteget írtak le. A homokrétegek száma vizsgálataik szerint hat. Ezek közül kettő fúrásban, a 7. talaj (G₁-G₂) alatt és fölött fordul elő. Ezeket folyóvízi homokrétegeknek minősítették. A külszíni feltárásban települt 4 homokréteg közül különösen feltűnőnek minősítették a mintegy 35 m mélységben települő 2,5 m vastag folyóvízi homokréteget (M-R jelű). Álláspontjukkal szenvedélyes vitákat váltottak ki, amelyek még ma sem szűntek meg, a kutatók egy másik csoportja ugyanis a homokrétegek eolikus származása mellett érvelt (KRIVÁN P. 1955, MIHÁLTZ I. 1953, MOLNÁR B. 1961, 1968).

4.5.1. A HOMOKRÉTEGEK A LÖSZBEN EOLIKUS VAGY FLUVIÁLIS EREDETŰEK-E?

ÁDÁM–MAROSI–SZILÁRD elsőként hangoztatták a homokrétegek fontos rétegtani jelentőségét. A vitatott kérdés nem csak az, hogy folyóvízi, lejtőleemosásos vagy eolikus eredetű-e a löszrétegek közötti homok, hanem az is, hogy vajon ezek glaciális, interglaciális, ill. interstadiális képződmények-e?

ÁDÁM és társai szerint a paksi löszbe települt egyes *homokrétegek interglaciális, ill. interstadiális szakaszok alatt képződtek és eróziós felszíneket képviselnek*. Regionális elterjedésűeknek tartják, hasonlóan az eltemetett talajokhoz. Az interglaciális erdőtalajok a löszsorozatban csak ott és akkor alakultak ki, ahol és amikor a homokon a melegidőben erdővegetáció fejlődött ki. Úgy vélik, hogy a homokrétegek nem glaciálison belüli



61. ábra. Dellekitöltés a paksi löszszelvényben (PÉCSI M. 1967b)

D₁, D₂ = a nagyobb dellék homokos lösszel kitöltve; D_{S1} = a lejtővel párhuzamosan rétegzett homokos lösz és durva homok a dellék talpzatán; D_{S2} = kisebb delle homokos lösze; S₃, S₄, S₅ = durva homok, többnyire keresztarétegzett; F₁, F₂, F_{3a}, F_{3b} = tágas dellék paleotalajai; F₀—F₉ = a talajok korábbi számozása; MF—PD₂ = a talajok típusuk szerinti megjelölése (PÉCSI M. 1975-től). A szelvényezés idején a feltárást kézi fejtéssel lépcsősen művelték, a lépcsőket omladék nem fedte el, kivéve részben az alsó részét. Jelmagyarázatot l. a 139.

ábránál

képződmények. Általában minden talajképződési időszakot egyúttal eróziós időszakknak, tehát részleges löszpusztulásnak is értelmeztek. Több összehasonlító vizsgálat és a MILANKOVIĆ–BACSÁK-féle pleisztocén korbeosztás figyelembevételével feltételezték, hogy a 60. ábrán az M-R jelű, vastag folyóvízi homokot a Mindel-Riss nagy interglaciálissal lehetne azonosítani.

Az első számú homokrétég mintegy fél méter vastag, kb. 7,5 m mélységben telepszik. Ezt a homokos réteget is folyóvízi eredetűnek minősítették, melyben apró murvát, csigahéjtöredékeket és dió nagyságú koptatott mészkonkréciókat találtak. E homokrétégről és a felette levő homokos löszről – később, a 60-as évek elején – megállapítottuk, hogy egy hatalmas delle (deráziós völgy) félhenger formájában rétegzett homokos lösszel, murvás homokkal van kitöltve (61. ábra, PÉCSI M. 1967b). A helyenként erősen homokos löszköteg alatt és fölött egy-egy gyengébben kifejlődött talajszint vált ismeretessé (61. ábra, F₁, F₂). Ezekkel a humuszos löszszintekkel és a homok dellenyszerű településével, továbbá kronológiai jelentőségükkel korábban nem számoltak.

A mintegy 5 m vastagságú, erősebben homokos löszköteg és homokrétég felületi lemosással halmozódott fel a dellében (61. ábra, D₁ réteg). A rétegzett homokos lösz és a homokrétég tehát nem eolikus eredetű. Bár a deráziós völgyek töltelékanyaga lehetett korábban eolikus lösz, homok vagy eltemetett talaj is, az később áthalmozódott. Maga a delleképződési időszak is sztratigráfiai hiányt képvisel, amely után kezdődött a dellefeltöltődési időszak. Ebben a nagy dellekitöltődési szakaszban két humuszos talaj képződött, melynek kronológiai tagolására is sor került (PÉCSI M. 1962, 1967a, b, 61. ábra).

A paksi szelvényben a második homokrétég (61. ábra, D_{S2}) szintén 2-3 m vastag deráziós völgytöltelék része. A lösz a dellében laminárisan és a delleformával párhuzamosan rétegzett, az erősebben homokos lösz vékony homokrétégek tagolják.

ÁDÁM és társai (1954) ezeket a löszbe települt vékony keresztrétegződésű homokrétégek időszaki vízfolyások üledékeként értelmezték és a paksi löszfeltárásban hajdani mederrészeket jelöltek ki. Ezt az általánosítást valószínűleg az a megfigyelés szülte, hogy a löszsorozat alsó részében levő, valóban keresztrétegzett homokok (61. ábra, s₃-s₅), esetenként folyóvízi erózió és akkumuláció következményei.

Ezzel szemben szerintünk a paksi lösz felső részében, dellében települt homokos löszök, löszös homokok, ill. néhány cm-es apró murvaszemcsés homok többnyire lejtőleomosás – deráziós folyamatok – felhalmozódásaként magyarázhatók. A lejtőirányban párhuzamosan finoman rétegzett homok jelensége – legalábbis a Kárpát-medencében – több fiatal löszfeltárásban 2-3 szintben is megismétlődik.

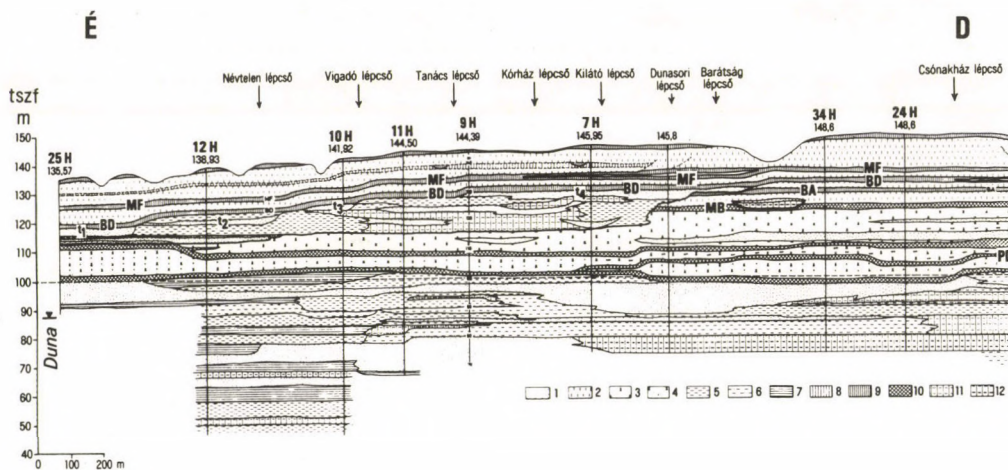
Más álláspont szerint (KRIVÁN P. 1955, MIHÁLTZ I. 1953, MOLNÁR B. 1968) a paksi feltárásban a homokos löszök és a homokrétégek kivétel nélkül eolikus származásúak. Úgy értelmezik, hogy a löszképződéssel egyidőben, annak egyes szakaszaiban mindig volt több-kevesebb futóhomokmozgás. Ez a szemlélet is csupán részigazságot tartalmaz, mert a paksi löszszelvényben nem valamennyi homokrétég futóhomok. BORSY Z. és társai (1984) elektronmikroszkóppal vizsgálták meg a feltárás több homokrétégét

és homokos lösz közbetelepülését. Vizsgálataik szerint a 37. m-ben települő vastag homokrétég egyértelműen vízi szállítású (61. ábra ss).

Míg az s4 számú 2–3 m vastag homokrétég BORSY és társai analízise szerint víziszállítás után szélhordás folyamata révén görgetődött, ezzel szemben a fiatal löszben közbetelepült homok kvarc szemcséi (DS₁ és DS₂) görgetettségük alapján típusosan futóhomoknak minősültek (BORSY Z. és társai 1984).

Dunaújvárosnál a partvédelmi munkálatok során több km hosszú löszszelvényt tártak fel (62. ábra), ahol több szintben homokrétég fordult elő. Ezek a Duna mellékvízeinek eltemetett teraszait képviselik a lösz rétegsoron belül (PÉCSI M.–SCHEUER GY. 1979).

A löszsorozatban tehát eltérő görgetettségű, ill. különböző folyamatokkal szállított homokrétégek fordulhatnak elő, melyek lehetnek eolikus, folyóvízi vagy lejtős folyamatok (derázió) által felhalmozott, ill. áttelepített homokok. A folyóvízi eredet kérdését még annyiban szeretnénk pontosítani, hogy ezek egyrészt kisebb-nagyobb vízfolyások alluviális anyaga, másrészt időszakos vizek prolúviumai is lehetnek.



62. ábra. Dunaújvárosi löszszelvény (PÉCSI M. és SCHEUER GY. 1979)

1 = homok; 2 = fiatal lösz; 3 = öreg lösz; 4 = megbarnult öreg lösz; 5 = finom kőzetliszt (iszap); 6 = homokos, durva kőzetliszt; 7 = agyag; 8 = humusz-szint; 9 = sztyeptalaj; 10 = barna erdőtalaj; 11 = hidromorf talaj; 12 = réti talaj; t₁–t₄ = dunai mellékfolyó lösz közé temetett, homokos teraszanyaga; H = hidrogeológiai fúrások; h₂ = humusz-szint (C¹⁴ kor: 20 520 ± 290a, H.V. 25 91); MF = Mende felső talajkomplexum; BD = Basaharc dupla talajszint; BA = Basaharc alsó talaj; MB = Mende bázis talaj; PD = Paks- dupla talajkomplexum. A BA talaj kifejlődése után a Duna egyik mellékfolyója négy helyi teraszt alakított ki (t₁–t₄), amelyeket fiatal lösz és paleotalajok (BD, MF, h₂) fednek

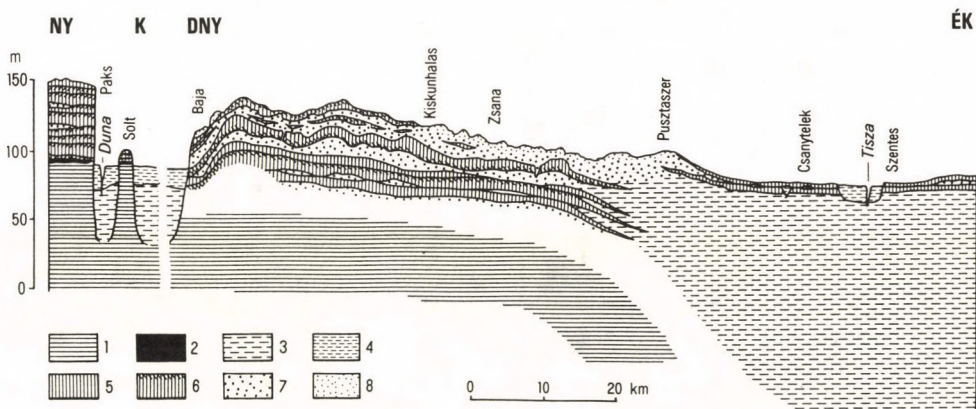
A löszsorozatot tagoló homokrétegek genetikai magyarázatáról két ellentétes vélemény áll egymással szemben. Egyrészt a Duna–Tisza közti hordalékkúpon a löszöket elvlasztó homokrégeket 100–140 m mélységig mind futóhomoknak tartják (MIHÁLTZ I. 1953. és MOLNÁR B. 1968). Maximum 10 löszréteget különböztetnek meg (63. ábra). Kialakulásukat a pleisztocén glaciális hideg szakaszaira, míg a közbetelepülő homokok képződését az interglaciálisok száraz szakaszába helyezik. A lösz, homok és az őstalaj sorozatot az egész pleisztocént magába foglaló üledéksornak tartják. Szerintük a Duna a hordalékkúpon csak a felső pliocénben haladt át DK-i irányban.

Ezzel a nézettel szemben állt az a magyarázat, amely szerint a Duna–Tisza közti homokos és löszös hordalékkúp homokját a pleisztocén során a Duna halmazta fel, melyet a szél ismételtén áthalmazott (BULLA B. 1953, SÜMEGHY J. 1942, BORSY Z. 1973, PÉCSI M. 1959 és mások). A véleménykülönbség elsősorban abból adódik, hogy a löszöket elvlasztó homokos rétegek szemcséi többnyire jól görgetettek. Ennek oka egyrészt az, hogy a dunai homok hosszú szakaszon szállítódott, másrészt, hogy a folyóvízi homok időszakonként a hordalékkúpon a szél által valóban át is halmazódott. A jelenlegi felszínen levő futóhomok pászták is dunai hordalékokból halmazódtak át.

BORSY és társai (1987) a Duna–Tisza köze több fúrásának homokrétéget újabban elektronmikroszkóppal vizsgálták meg és a folyami homokok eolikus továbbgörgetését bizonyították.

4.5.2. LÖSZ, HOMOK ÉS ELTEMETETT TALAJOK CIKLIKUS VÁLTAKOZÁSA

Egyes speciális helyzetű löszvidékek – főként hegységelőteri, ill. medencebeli hordalékkúpok – rétegsorában a lösz, homok, paleoszol rétegek többszöri ismétlődését mutatták ki. Medencebeli helyzetben pl. a Kárpát-medencében a Duna–Tisza közén fúrásokban 100–140 m-ig a síksági felszín alatt mintegy 10 löszréteget találtak eltemetett talajok és homokrétegek közbeiktatódásával (MIHÁLTZ I. 1953). A löszök keletkezési idejét a glaciálisok hideg-száraz szakaszaira, a homokok képződését az interglaciálisok szárazabb szakaszaira, az eltemetett talajok, ill. löszrétegek elmállását, vályogosodását

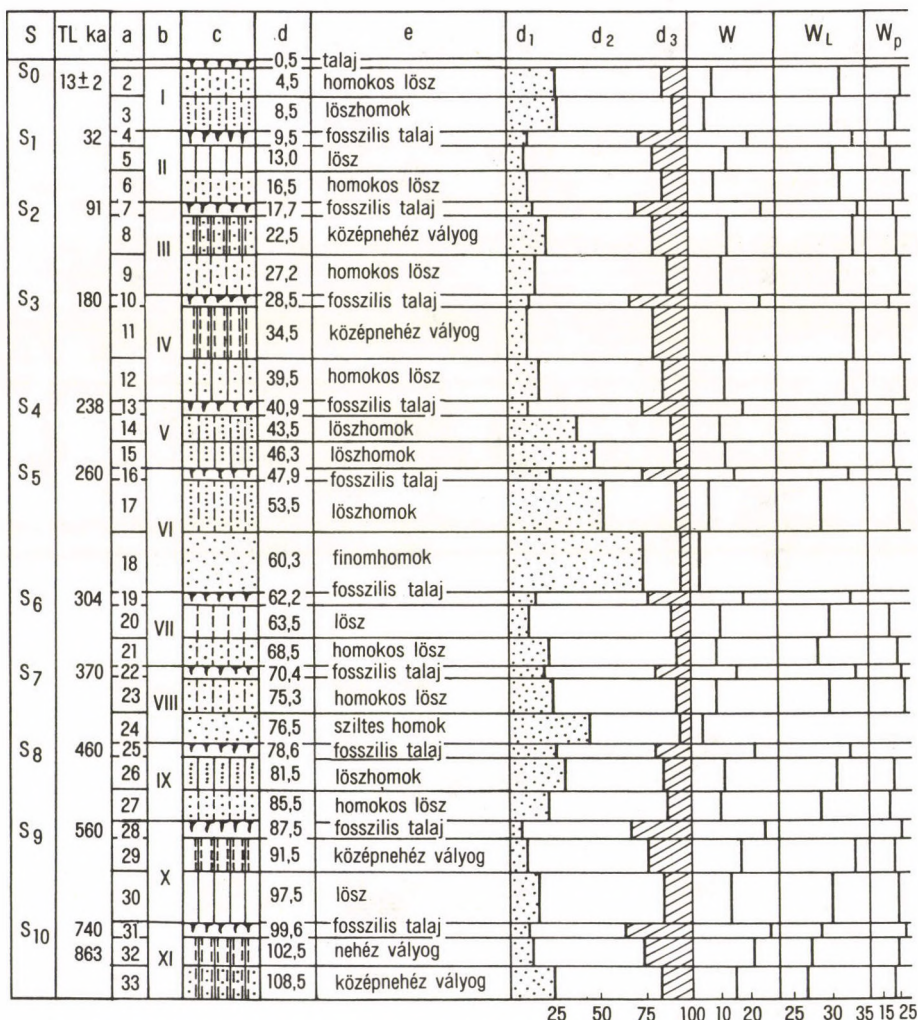


63. ábra. Lösz-paleotalaj-homok ciklikus sorozata a Duna–Tisza köze déli részén (MIHÁLTZ I. 1953)

1 = pannon (felsőmiocén) üledékek; 2 = pliocén vörösföld; 3 = pleisztocén folyóvízi rétegek; 4 = holocén folyóvízi rétegek; 5 = lösz; 6 = paleotalajok és humuszos lösz; 7 = pleisztocén homok; 8 = holocén homok

az interglaciálisok nedvesebb meleg szakaszára helyezik (63. ábra). A 10 ciklusban ismétlődő löszrétegeket a MILANKOVIĆ–BACSÁK-féle klímakalendárium tíz egymást követő glaciális szakaszaival, pl. a legidősebb löszköteget a *Günz I.* glaciállissal, hozták párhuzamba.

SHAEVICH Ya.E. (1984, 1987) az *Ob-menti löszös hátságról*, az Altáj-hegység előterében fekvő hordalékkúpról az előző esethez hasonlóan a lösz, paleoszol és a homok,



64. ábra. Az Ob-fennségi löszök fizikai-mechanikai tulajdonságainak ciklikus változása (Ny-Szibéria, Elulino). (SHAEVICH Ya. E. 1987)

S = paleotalajok; TL = termolumineszcenciás datálás; a = réteg száma; b = ciklus száma; c = litológia; d = alsó réteghatár (m); e = rétegleírás; szemcsenagyság (súly-%): d₁ = homok; d₂ = szilt; d₃ = agyag; W = összvíztartalom (súly-%) természetes; W_L = víztartalom folyáshatáron; W_p = képlékenységi határ

ill. homokos lösz ciklikus váltakozásait mutatta ki. SHAEVICH a 100–150 m vastag hordalékkúp szelvényekben 11 löszciklust jelöl ki, melyek abszolút korát mintegy 800–900 ezer évre datálják (64. ábra). Ez az értékelés nagy vonalakban megegyezik a MIHÁLTZ-féle Duna–Tisza közti löszsorozat tagolással (MIHÁLTZ I. 1967).

Kazahsztánban, a Turáni-medence peremén a Tien-San előterében ugyancsak vastag lösz, paleoszol, homok, homokos lösz sorozat telepszik (MAVLYANOV és társai 1987), amelyet ugyan nem tagoltak ciklusokba, de helyszíni megfigyeléseim szerint itt is hordalékkúpszerű és szubaerikus képződmény sorozattal számolhatunk.

A számbavehető lösz, talaj, homok rétegek száma és ezek ismétlődése alapján megállapítható, vagy feltételezhető ciklusok száma löszfeltárásonként változó lehet.

Általában azonban nagyobb löszfeltárásokban több homokrét mellett a lösz, talaj ismételt váltakozása 8–13 esetben figyelhető meg a Brunhes-Matuyama határ (0,73 Ma) fölött. A különbségeket helyi adottságok, réteghiányok (65. ábra) vagy a szelvény értékelésének az eltérő szemlélete is okozhatja (1. még 6.3. és 7.2. fejezet).

4.5.3. VITÁS KÉRDÉSEK

Medencékben, hegylábi előtereken, teraszokon és nagy hordalékkúpokon települő lösz-őstalaj sorozatokat tehát gyakran és ismételten tagolják homok közbetelepülések. Ezek ciklikus jellege több esetben bizonyítható. Nem tisztázódott azonban még kellően az, hogy a homokrétegek milyen paleogeográfiai körülmények között — meleg-száraz, hideg-száraz, vagy éppen átmeneti klímaszakaszok alatt — halmozódtak fel, ill. kerültek áttelepítésre. Ugyancsak vitás az is, hogy felhalmozódásuk hol és milyen mértékben fluvialis, vagy eolikus, ill. poligenetikus. A löszsorozatban előforduló homokrétegek származása és lerakódásuk alatt uralkodó paleogeográfiai viszonyok rekonstruálása a löszsorozat helyes kronológiai tagolása szempontjából nélkülözhetetlen.

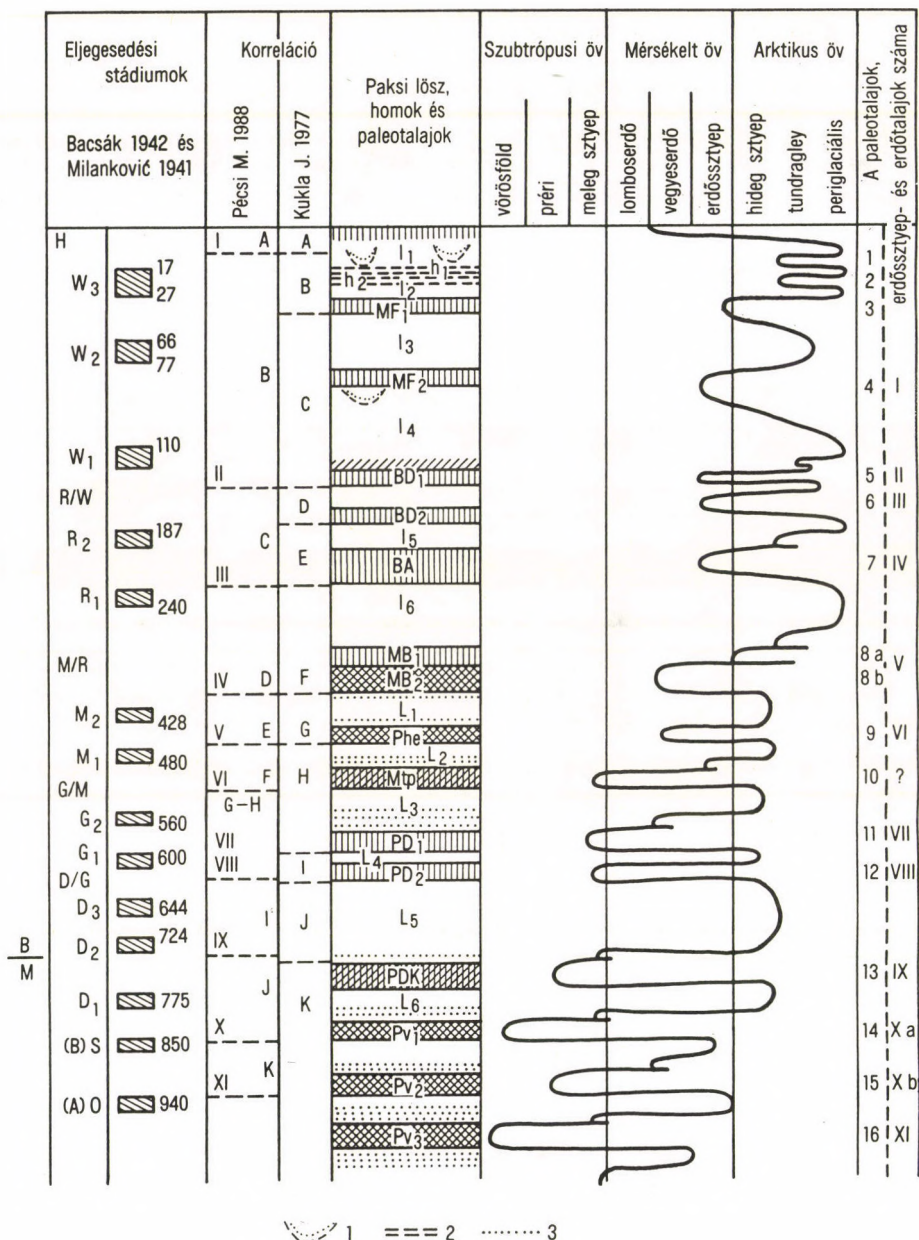
Medenceperemek hegylábfelszínén és hordalékkúpjain elhelyezkedő löszsorozatban a folyóvízi homokrétegek lerakódásával egyidőben a löszkötegek többé-kevésbé erodálódhattak. Míg a megstillyedt medencerészekben a rétegek normális rétegtani sorrendben egymásra rakódtak, az eróziós hiány alárendelt lehet.

További tisztázandó kérdés az is, hogy milyen körülmények okozzák a homokrétegek közbetelepülését vagy hiányát a löszsorozatban. Rendkívüli lokális, regionális vagy globális jelenség-e? Milyen módon és mértékben kell számolni jelenlétük esetén a löszsorozat rétegtani tagolásával?

4.6. EGYIDEJŰ ÉS UTÓLAGOS ELVÁLTOZÁSOK A LÖSZBEN

Mindig visszatérő probléma a lösz genetikai értelmezése. Ha ugyanis a típusos löszet nézzük, ennek egyszerűen a szemcseeloszlása sem annyira egységes, mint azt az általánosított jellemzők alapján meghatározzuk. Változik a lösz szemcsemérete, szövete rétegenként is, de egy régió belül területileg is. Ezek a különbségek nemcsak a vizsgálat módjából, az elemzések technikájából következnek, hanem a valóságban is különbségek vannak. A különbségek a löszrétegek között több jellemző lösztulajdonságnál is jelentkezhettek. A lösztulajdonságbeli különbségeket a kutatók többféleképpen értelmezik. Ezeket az értelmezéseket két nagyobb csoportba soroljuk:

a) Szingenetikus elváltozások és különbségek.



65. ábra. Löss, őstalaj és homok ciklikus váltakozása a paksi löszszelvényben és azok valószínű kronológiája (PÉCSI M. 1990a)

A paleohőmérsékleti görbe rekonstrukciója a paleotalajok genetikai tipizálására, valamint kordatálására alapult (lásd 10. fejezetet). 1 = delle homokos löszsel; 2 = embrionális talaj; 3 = homokrétegek (lásd 139. ábrát)

b) Utólagos – posztgenetikus – elváltozások és különbségek.

a) *A kutatók egy csoportja* a lösznek a típusostól eltérő tulajdonságai magyarázatában a hangsúlyt az *eltérő környezeti adottságokra* helyezi. Tehát a különböző lösztulajdonságok dominálón vagy elsődlegesen a löszképződés folyamatában jönnek létre. A löszképződés főként a pleisztocén glaciálisok során, több földrajzi zónában ment végbe. Ezekben a paleogeográfiai adottságok számottevően vagy csak bizonyos mértékben különböztek egymástól. A löszképződés „szuperzónája” (VELICHKO A.A. 1987, KRIGER N.I. 1984) a sivatagperemeket, füves sztyepeket, erdős-sztyepeket, periglaciális füves tundra és erdős tundra zónákat is magába foglalta, amelyekben a löszök különböző szingenetikus változatai jöhettek létre. Emellett a helyi domborzati adottságok is jelentős paleogeográfiai különbségeket okozhattak.

b) *A kutatók más csoportjának* az az álláspontja, hogy a légi úton szállított por meglehetősen egyveretű, osztályozott anyagként halmozódik fel nagyobb régiókban is. A lösztulajdonságok régióon belüli különbségeit főként *utólagos elváltozásokkal* magyarázzák. Nem zárják ugyan ki, hogy a helyi domborzati, paleoökológiai adottságoktól függően ugyanabból az anyagból egyidőben is a lösznek különböző változatai alakulnak ki. A löszváltozatok nagyobb részét azonban utólagos hatással, vagy másodlagos áthalmozással magyarázzák. Egyszerűen fogalmazva úgy gondolkoznak, hogy módosulások a löszös felszínen, a löszben az anyag elsődleges eolikus lerakódása után következtek be.

Lösz-derivátumnak tartják, másodlagos lösznek nevezik a lejtőn különböző folyamatokkal áttelepített, majd felhalmozott és újrastabilizált löszöket, a folyók által az ártérre lerakott és ott ellöszösödött iszapot. Utólagos elváltozásként értelmezik a mésztelenedést, a vályogosodást és a talajképződést is a löszön. Gyakran ezeket (epi- vagy posztgenetikus löszváltozatoknak is nevezik).

A löszváltozatok létrejöttében a két magyarázat között alapvető különbség az, hogy az egyik csoport az anyag felhalmozódása folyamataira, a másik csoport a földrajzi környezeti különbségekre helyezi a fő hangsúlyt. Természetesen a földrajzi környezet döntő hatását képviselő kutatók az utólagos elváltozásokkal, áthalmozódásokkal szintén számolnak.

Esetenként nem könnyű annak megállapítása, hogy valamely löszváltozat szingenetikus vagy posztgenetikus elváltozás során alakult ki. Azokat a löszfajtákat (löszös vagy löszszerű üledékeket), amelyekről bizonyos bélyegek alapján megállapítható, vagy valószínűsíthető, hogy a lösztől eltérő sajátosságait nem szingenetikusán a lösszéválás folyamatában, hanem későbbben nyerték el, nevezhetjük *elváltozott löszöknek*. E fogalmat azonban az irodalomban nem ritkán különbözőképpen értelmezik, és ez sok vitára, félreértésekre ad alkalmat a löszök és löszszerű üledékek genetikai osztályozása esetében.

A különböző szingenetikus löszváltozatok jellemzésére a löszök osztályozása kapcsán térünk ki részletesebben (lásd 5.5. fejezet). Már itt megjegyezzük, hogy a *lösz regionális fácieseit nem soroljuk a valódi elváltozott löszök csoportjába*, mint pl. a barnalösz, infúziós lösz, továbbá a glaciális vályogot (szuglinok) sem.

A lösszéválás szüneteiben helyenként epigenetikusan elváltozott löszöket viszont két nagyobb csoportba sorolva jellemezzük:

1. Az egyik csoportba a *szorosabb értelemben vett elváltozott löszök* – löszvályogok, redukciós szürke löszkötegek, oxidációs rozsdás löszrétegek, elmésztelenedett löszök, mészkonkréciós löszzónák és az ún. idős kompakt löszök – tartoznak. Ezek kialakulása részben a talajvíz, ill. a csapadékvíz mozgásával, kémiai és fizikai hatásfolyamataival, részben a fedőrétegek kompaktiós hatásával állt összefüggésben. Az ilyen elváltozások többnyire nem egy-egy meghatározott klíma hatására jönnek létre.

2. A másik csoportba az olyan *talajosodott löszöket* soroljuk, amelyek kialakulása a lösszéválás után ment végbe. Fontos rétegtani szerepük miatt az őstalajokat külön pontban tárgyaljuk. De itt is hangsúlyozzuk, hogy az *eltemetett talajokat nem minden esetben lehet elváltozott löszöknek értelmezni*. A löszképződés szüneteiben is van lassú anyagfelhalmozódás, porlerakódás, amely a megváltozott paleoökológiai feltételek mellett a talaj ásványi anyagát képezi (PÉCSI M. 1967a, b).

Vannak olyan elváltozott lösztípusok, amelyek kisebb mértékben talajosodtak, de az egész löszréteg nem alakult át fosszilis talajjá. Ilyen pl. a mésztelen, vagy alacsony mésztartalmú okkersárga színű *löszvályog*, amely 0,5–3 m vastag réteggént figyelhető meg a jelenlegi vagy az eltemetett barna erdei talajok alatt. A meleg csapadékos erdőklima hatására, még mielőtt a fedőtalaj kialakult volna, a löszben agyagfeldúsulás, vasvegyületek kicsapódása, mészkimosás ment végbe. A talaj teljes kialakulása során az alatta levő lösz további változásokat szenvedett: tömörödés, repedések mentén agyaghártyásodás, mészhártyaképződés stb. A löszképződés szüneteiben a hajdani orográfiai viszonyoktól függően is történtek *különböző jellegű elváltozások*. A löszfelszín kisebb-nagyobb mélyedéseiben – hosszanti dellék, löszdolinák talpazatán – az összegyűlő felszíni vizek és talajvíz hatására a lösz erősen elváltozhat, infúziós löszre jellemző rozsdás foltok, tömörség, esetleg redukciós elváltozás vagy mészfeldúsulás alakul ki. A *lösz elvályogosodása főként mérsékeltövi óceáni klímahatásra és a hegységi löszök kötegeiben volt gyakori*.

A löszfeltárások mélyebb rétegeiben, főleg az idős löszökben vályogosabb, tömöttebb löszök fordulnak elő. Mésztartalmuk alacsony, de általában nem teljesen mésztelenek. Színük szürkéssárga, de lehet barnássárga is. *Mészkonkréciós szintek* tagolják. Erős tömörödöttségüket részben a nagy rétegkompakció hatására, részben a leszivárgó csapadékvíz és a talajvízmozgás következtében kioldódott mésztartalom csökkenéssel nyerték el. A kioldott mésztartalom egyes talajrétegek alatt és helyenként az agyagosabb rétegek felett is mészkonkréciós szint vagy *mészkőpad* képződésére vezetett.

Az idős löszök vályogos karakteréből, meszes vagy vases dendritszerű kiválásai-ból nem minden esetben könnyű az epigenetikusan átalakulás konkrét klimatikus feltételeire következtetni. Az átalakulás nem egyszeri, hanem többszöri és váltakozó feltételek között mehetett végbe.

A szóban forgó átalakult löszök keletkezéseinek klimatikus értékelése ez ideig a pleisztocén paleogeográfiai viszonyok rekonstrukciójának a leginkább hipotetikus eleme.

A szorosabb értelemben vett utólagosan átalakult löszöknek még jónéhány átmeneti, ill. helyi jellegű típusai vannak, amelyek jobbára már a genetikus talajfészeségek képződésével vagy a periglaciális talajfagyjelenségekkel állnak kapcsolatban (VELICKO 1972).

4.7. GYAKORIBB ELTEMETETT TALAJOK

A löszben eltemetett talajok túlnyomó része a löszképződés szüneteiben eltérő paleogeográfiai viszonyok között alakult ki. A lösz-paleoszol rétegek váltakozását a pleisztocén éghajlati változások ciklikus ismétlődése bizonyítéknak tartják. Éppen ezért fontos földtörténeti és rétegtani szerepük van. Az eltemetett talajok genetikus típusainak a meghatározása lehetőséget nyújt a képződésük idején jellemző paleoökológiai viszonyok rekonstruálására, a pleisztocén klimatikus változások trendjének megismerésére.

Az eltemetett talajok – talajzónára jellemző – genetikai típusainak meghatározása többnyire csak részletes laboratóriumi, ill. talajmikromorfológiai vizsgálatok és sok tapasztalat alapján várható. A paleopedológia külön studium, sajátosan határterületi tudomány a talajtan, a geokémia, geológia és a geomorfológia között. Az őstalajoknak a jelen talajzónák genetikus talajaival való összehasonlítására, ill. meghatározására kialakult tudományos irányzat főként a közép- és kelet-európai, és részben az észak-amerikai löszök őstalajainak a vizsgálata során alakult ki (BRONGER A. 1966, BRONGER A.–CATT J.A. 1989, CATT J. A. 1990, FEDOROFF N.–GOLDBERG P. 1982, FINK J. 1964, 1976, FOLLMER L.R. 1978, GERASIMOV I.P. 1973, HÄDRICH F. 1985, KUBIENA W.L. 1964, MOROZOVA T.D. 1981, 1987, MÜCHER H.J. 1986, PÉCSI M. és társai 1977, RUHE R.V. 1973, SIMONSON R.V. 1978, SIRENKO N.A. 1984, SMOLIKOVÁ L. 1971, 1984, STEFANOVITS P. 1965, YAALON D.H. 1978).

Az eltemetett talajok áttekintő ismertetésénél e helyen főként az európai löszökben előforduló genetikus típusokra és kutatási tapasztalatokra térünk ki. Az őstalajok rétegtani szerepét a löszkronológiai fejezetben és az esettanulmányokban tárgyaljuk konkrétan (l. 7-10. fejezetekben).

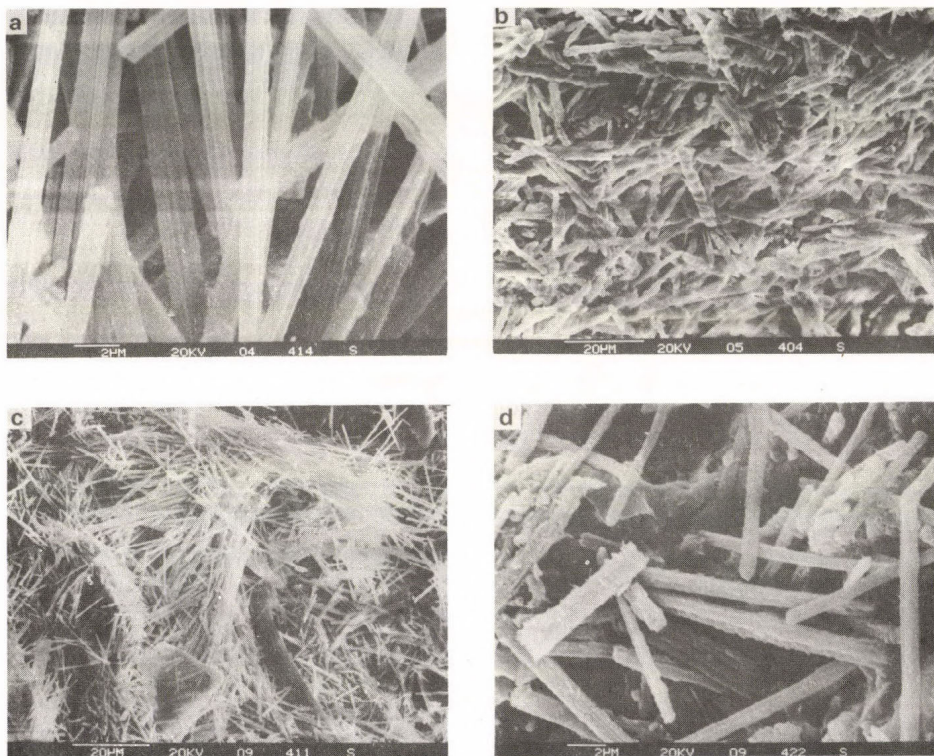
Az európai löszökben az eltemetett talajok száma és genetikus típusai a nagy löszvidékeknek és a paleoökológiai különbségeknek megfelelően eltéréseket mutatnak.

A Kelet-Európai-síkság, a Kárpát-medence, a Cseh-Morva-medence löszfeltárásai fosszilis talajokkal jobban tagoltak, mint Nyugat-Közép-Európa löszei. Lényeges különbségnek tartjuk, hogy Közép- és Kelet-Európa löszfeltárásaiban nagyobb számban fordulnak elő a sztyep- és erdőssztyep-talajok. Ezek a fiatal löszökben ott is megtalálhatók, ahol ma zonálisán az erdőtalaj az uralkodó. Nyugat- és Közép-Európában főként a feltárások felsőbb rétegeiben gyakoriak a sötét színű humusztalajok és a gyengébb humuszfelhalmozódásos szintek. Az idős löszökre pedig főként az agyagbemosódásos barna erdőtalajok jellemzők (1. táblázat, 65. ábra).

1. Váztalajok, gyenge humuszfelhalmozódások, mint embrionális talajok a felső-

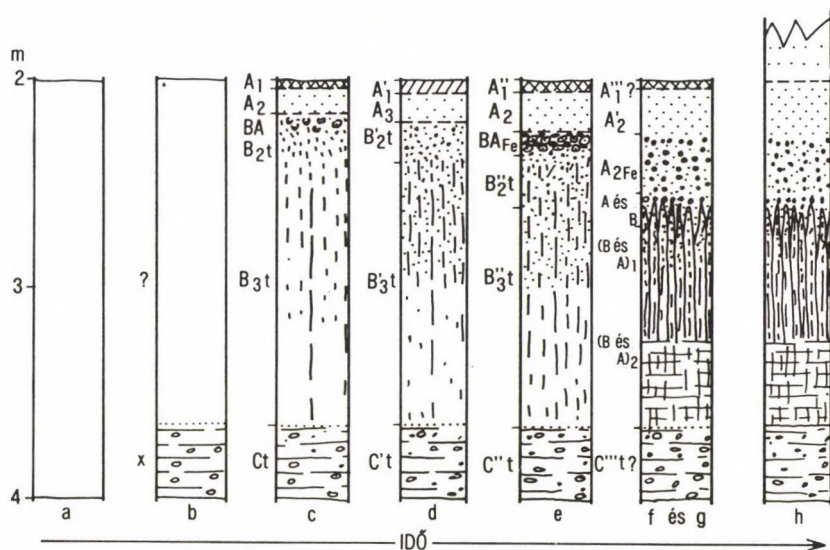
pleisztocén löszökben többször is megismétlődnek. Vastagságuk néhány dm-től egy m-ig terjed. Gyakran mint humuszkarbonát talajok vagy humuszos löszök jelennek meg. Krotovinák helyenként nemcsak az elhumuszosodott, hanem a fekvő és fedő löszrétegben is vannak. Valószínű, hogy egyes humusz-szintek arktikus sztyeptalajok, tundra talaj kezdeti fejlődési stádiumában megrekedt maradványai. Kialakulásuk aránylag rövid ideig tartott. Az embrionális jellegű talajok nem mindig autochton képződmények, hanem szoliflukciós talajszedimentek is lehetnek.

Egyesek ugyancsak a kezdetleges talajok közé sorolják (GUENTHER E.W. 1961) a pseudomicéliumos löszrétegeket, melyeket a lösz epigenetikus talajosodása kezdeti stádiumának tartanak.



66. ábra. A magyarországi fiatal löszökben eltemetett sztyeptalajokra jellemző tű alakú kalcitkristályok típusai a basaharci löszfeltárásban (KRINGS E. felvétele, Trieri Egyetem Földt. Oszt.)

a = BD₁ talajban jellegzetes tű alakú kalcitkristályok (whewellit); b = BD₁ és BD₂ közti talaj felhalmozódási szintben képződött pálcikaszerű karbonátkristályok (lublinit); c-d = BA talaj alsó részében képződött kalcitkristályok. Az a) és b) típusokhoz hasonló formák és átmeneti formák



67. ábra. Lössszelvény (Bois du Moulin, Párizsi-medence) poligenetikus őstalajának fejlődési szakaszai (FEDOROFF N. és GOLDBERG P. 1982 szerint)

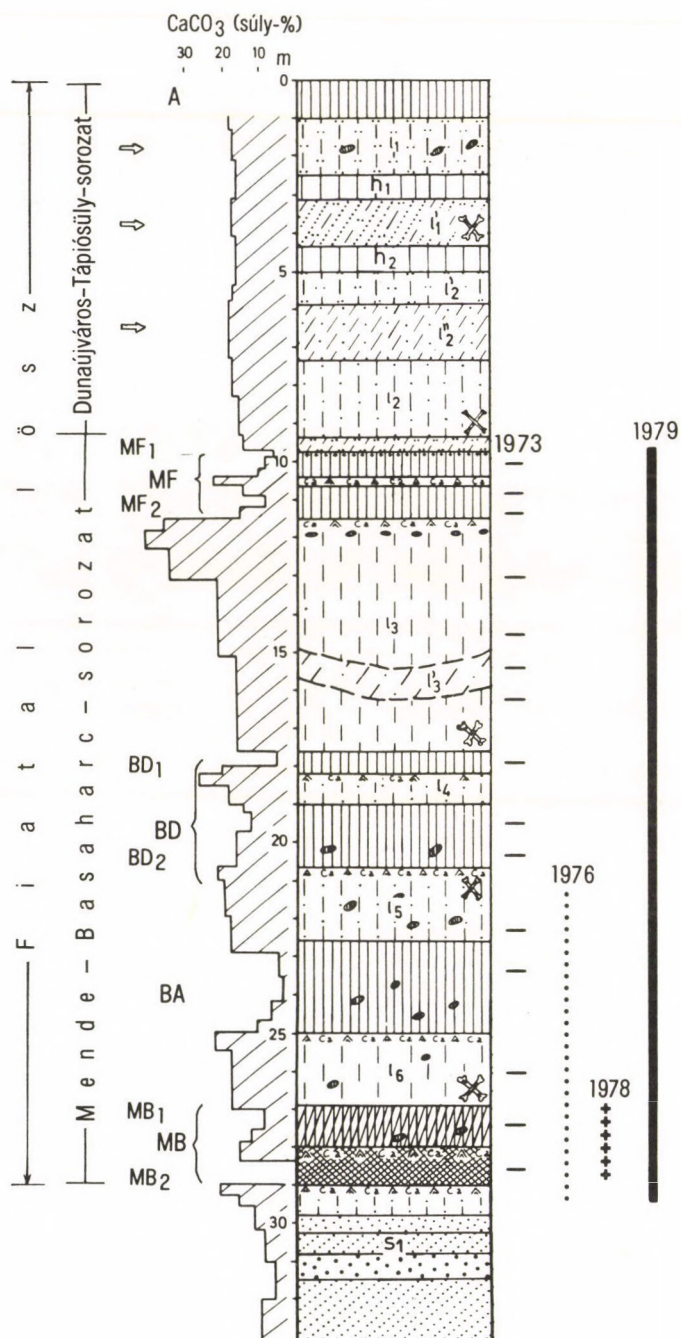
a = szilt felhalmozódás; b = fragipán szint; c = agyagbemosódásos barna erdőtalaj képződmény; d = tipikus barnaföld; e = podzolos barna erdőtalaj képződmény; f és g = állandóan fagyott talaj hatása, szilt áthalmozódás; h = eltemetett talajstádium

2. Sztyep- és erdőssztyep-talajok főként a Kelet-európai-síkság, Közép- és Alsó-Duna-medence fiatal löszfeltárásaira jellemzők, ahol a csernozjom jellegű eltemetett talajok többször is megismétlődnek (66., 68. ábra).

Moldáviában a Fekete-tenger melléki löszfeltárásokban, Jugoszláviában és Bulgáriában a Duna menti löszökben a *csernozjom jellegű* talajokat egy *halvány gesztenye-barna sztyeptalaj* is helyettesíti. Mindkét talajtípus meszet (esetenként gipszet) tartalmaz és sok krotovina fordul elő bennük. Ezenkívül a talajrétegből 1–2 m mélységig is lenyúló függőleges, ujjnyi vastag gilisztajáratok is gyakoriak.

A *csernozjom barna erdőtalajokat* rendszerint az előbbi sztyeptalajok erdőssztyep fázisaként foghatjuk fel, de vannak nyomok arra is, hogy az erdőtalaj csernozjomképződésbe ment át, miután az erdőklímát sztyeplklima váltotta fel (68. ábra). Ez utóbbi folyamat helyenként a mai felszínen is kimutatható volt.

A csernozjom talajfélék kialakulásának éghajlati feltételei Európában száraz kontinentális sztyeplklima alatt és a parkerdő zónában valószínűsíthetők, állandóan fagyott talajjal, vagy anélkül. A gesztenyeszínű talaj jelenléte a kelet-európai lösz déli szegélyén valószínűleg szárazabb sztyeplklimára utal. A lejtő alján, vagy dellében települő csernozjom talajokon allochton formában *csernozjomos lejtőhordalék talajok* is előfordulnak. Nem minden sötét színű, ill. fekete színű szerkezetes talajt nevezhetünk csernozjomnak



68. ábra. Sztyeptalajszorozat a mendei téglagyári fiatal löszben (PÉCSI M., SZEBÉNYI E. és PEVZNER M.A. 1979a; MÁRTON P. 1979a)

a löszfeltárásokban. Előfordulnak réti- és réti-mezősségi talajok is, főleg a tágasabb deráziós völgyekben.

3. A Közép-Európa löszfeltárásaiban jól fejlett *erdőtala*j „B” szintek általában a fiatal löszök alján és az idős löszökben fordulnak elő. A barna *erdőtala*jok a kontinentális medencékben, az agyagbemosódásos barna *erdőtala*jok pedig az óceáni hatású tájakon (67. ábra) és a hegységperemi csapadékosabb zónákban fordulnak elő. Nem ritka eset, hogy a barna *erdőtala*jra közvetlenül csernozjom talaj telepszik és együtt, egy talajkomplexumot alkot (68. ábra).

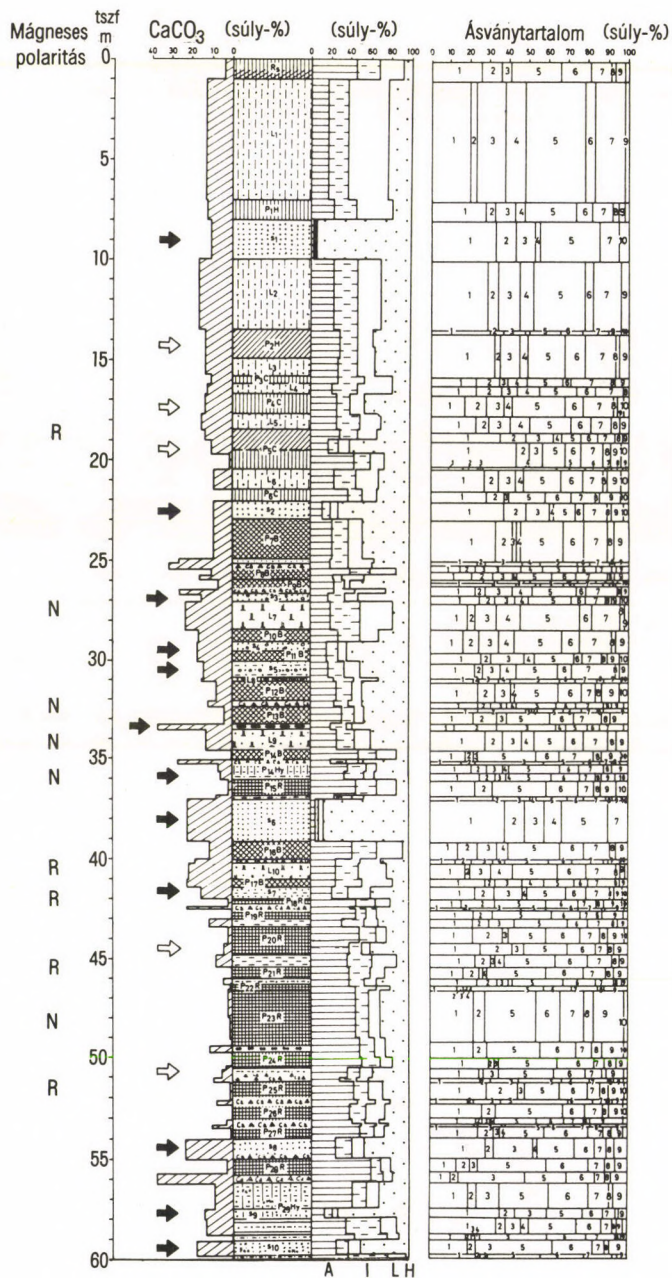
A barna *erdőtala*jok kialakulásának éghajlati feltételeit általában meleg, a mai medenceklímánál csapadékosabb viszonyokkal hozzák kapcsolatba (FINK J. 1964, BRONGER A. 1966, LOŽEK 1964, 1976). A Kárpát-medencebeli és az ukrainai löszfeltárásokban ott is találunk barna *erdőtala*jait, ahol ma csernozjom talajképződés folyik a felszínen.

4. A barna *erdőtala*jok mellett, ill. azok alatt *okkervörös agyagtala*j, ill. *vöröses vályogtala*jok (Braunlehme) is előfordulnak az idős löszök alsóbb szintjében (69. ábra). A vörös (agyagos) talajok kialakulását – az interglaciálisok egy része alatt – erőteljes mediterrán klímabehatás képződményeként értelmezik (PÉCSI M. 1985a,b, KUBIENA W.L. 1964, SIRENKO N.A. 1984, SMOLIKOVÁ L. 1984). Erre utal a talajok magas agyagásványtartalma és a talaj szintjében az erőteljes mészkiválás és a nagy konkréciók jelenléte (69. ábra).

5. A löszfeltárásokban előfordulnak *hidromorf talajok* is. Ezek főleg az alacsony teraszokra, hordalékkúpokra települő löszök alsó részére jellemzők. E talajok klimatikus feltételeinek értékelését megnehezíti, hogy jobbra magas talajvízállás mellett intrazonális képződményekkel állunk szemben (réti talajok, ártéri talajok). De arra mégis felhívják a figyelmünket, hogy az üledékfelhalmozódás gyakran megszakadt, és a talajképződés ritmikus szakaszokban többször újra éledt és ezek a talajképződési szakaszok relatíve rövid ideig tartottak.

68. ábra.

A = recens csernozjom, helyi barna *erdőtala*j + csernozjom; h_1, h_2 = humuszos lösz, ill. embrionális talaj; MF₁ = gyengén fejlett csernozjom jellegű talaj, krotovinával és faszénmaradványokkal (C^{14} -es kor: 28–29 ka); MF₂ = jól fejlett sztyepta talaj erős karbonát felhalmozódással; BD₁ = erdőssztyepta talaj; BD₂ = jól fejlett erdőssztyepta talaj krotovinával és ököl nagyságú karbonát konkréciókkal a Cca szintben; BA = jól fejlett csernozjom - erdőssztyepta talaj sok krotovinával és ököl nagyságú karbonát konkréciók a Ca szintben (a talaj felső része szemipedolit); MB₁ = csernozjom jellegű sztyepta talaj krotovinákkal (a talaj felső része szemipedolit); MB₂ = jól fejlett barna *erdőtala*j (7,5 YR 5/6 és 6/6); s_1 = folyóvízi, proluviális finom és durva homok. Mintavétel paleomágnesesség meghatározására: 1973, 1976, 1978 PEVZNER M.A.; 1979 MÁRTON P. (kb. 50 minta); az összes minta normális polaritást mutatott; emlősök csontmaradványai: I¹ - számtalan rénszarvas csont, I₂ - *Elephas primigenius* teljes csontváza, I₃ - molárfog, *Elephas primigenius*, I₅ - agyar, *Elephas primigenius*, I₆ - *Equus* sp.



4.7.1. AZ ELTEMETETT TALAJOK RÉTEGTANI ÉRTÉKELÉSÉNEK VITÁS KÉRDÉSEI

A megfigyelések alapján feltételezhető, hogy egy-egy fosszilis talaj, vagy akár talajkomplexum kialakulása nem feltétlenül azonosítható egy-egy interglaciális vagy az interstadiális teljes időtartamával. Míg pl. a Kárpát-medence dombsági löszein és Ukrajnában a Közép-Dnyeper menti völgyközi hátakon a jelenkorban eredetileg erdőtalajok képződtek, de az erdő kiirtása után az erdőtalajon megindult a csernozjom képződés, ill. csernozjom talajszelvények alakultak ki néhány száz év alatt (MAROSI S. — SZILÁRD J. 1969).

Megfigyeléseink szerint egyrészt az interglaciális erdőtalajok képződése sem töltötte ki minden esetben az interglaciális egész időtartamát, másrészt a löszfeltárásokban eróziós hézagok sem ritkák, néhány esetben lehet azzal számolni, hogy két egymásra települő talaj között számottevő réteghiány van.

Tapasztalataink szerint az *idősebb löszök szinte sohasem adnak hézagatlan rétegsort*. Sőt vannak adatok annak feltételezésére pl. egymásra települő vörös talajok, idős löszszerű képződmények sorozata esetében, hogy „paleoszol-eróziós hiátus” egymást követő folyamatával is számoljunk (69. ábra).

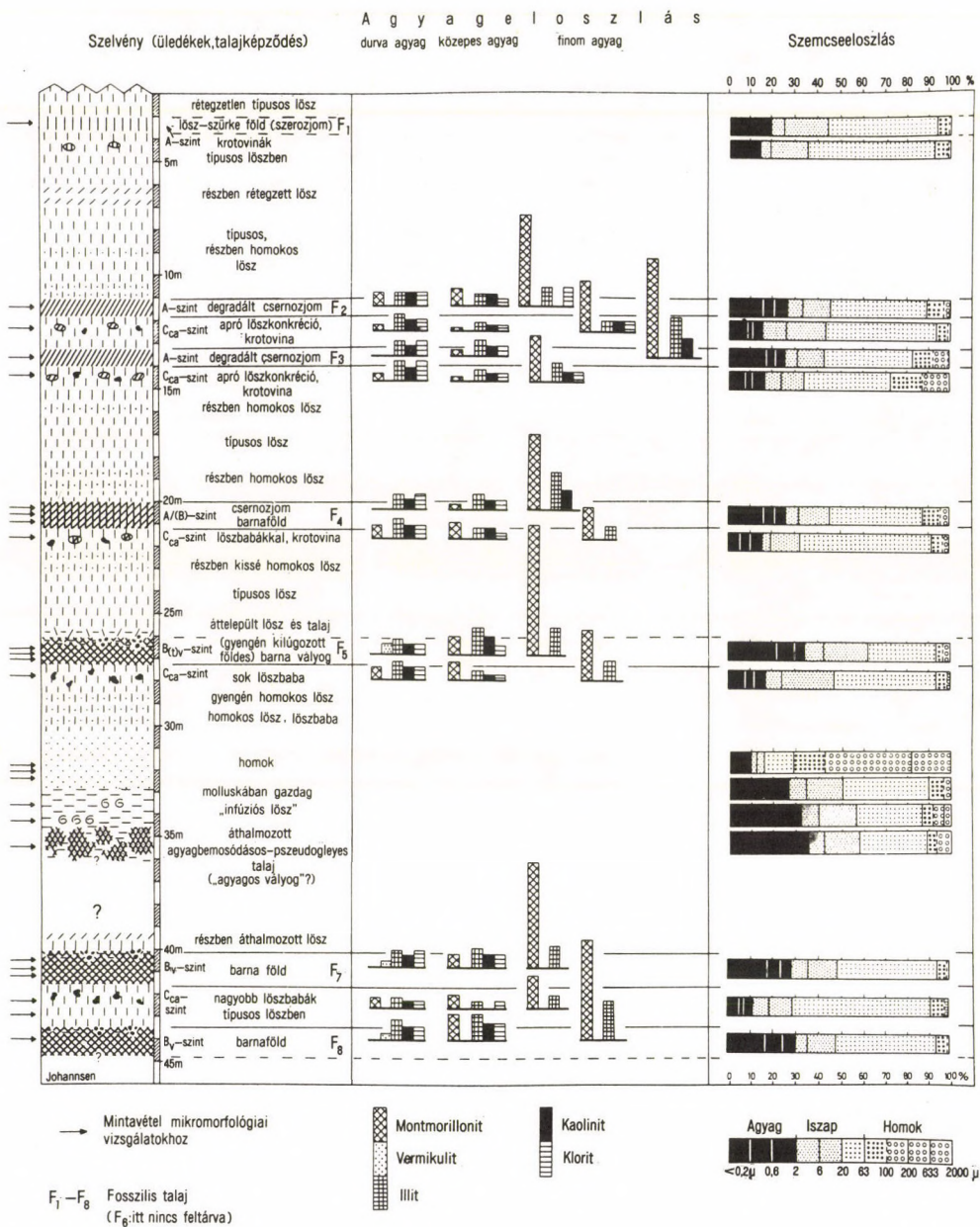
– A túlzott leegyszerűsítéssel, a vulgarizálás veszélyével kerülhetünk szembe akkor, ha tucatnál is több lösz-paleoszol rétegek váltakozásából álló szubaerikus szelvényekben réteghiányokkal nem számolunk.

– Ma már kellő tapasztalat alapján tudjuk, hogy túlzottan leegyszerűsített az a hozzáállás is, hogy ahány barna erdőtalaj, illetve sztyepterű paleoszol fordul elő valamely löszfeltárásban, annyi interglaciális, ill. interstadiális élt át a vizsgált löszszelvény (65. ábra).

– A löszfeltárások kronosztratigráfiai tagolásánál (beosztásánál) – a Lösz-Bizottság elmúlt két évtizedes gyakorlatában – szokássá vált az *őstalajok genetikai típusának meghatározása*, vagyis kialakulásuk ökológiai igényeinek rekonstruálása. Közép-Európában például főként az eltemetett barna erdőtalajokat, vörös talajokat tekintették interglaciális alatti képződményeknek. A löszszelvények sztyepterű talajait és embrionális talajait az interstadiálisban, ill. a glaciális humidusabb szakaszai alatt képződöttnek vélik. Ezzel szemben BRONGER A. (1966) azt hangsúlyozta paleopedológiai elemzése szerint, hogy a Kárpát-medencebeli fiatal löszökben előforduló egyes erdőssztyep-talajok képződése (70. ábra) interglaciális szakaszok emléke lehet (1. még 6. fejezet). Kétségtelen, hogy az egyes paleotalajok genetikai típusának pontos meghatározásában is vannak bizonytalanságok.

69. ábra.

N = normális polaritás; R = fordított polaritás; L₁—L₆ = fiatal lösz; L₇—L₁₀ = öreg lösz; S₁—S₁₀ = homok; P₁H, P₂H = humuszos lösz, embrionális paleotalaj; P₃C—P₆C = csernozjom jellegű erdőssztyep-talajok; P₇-B—P₁₄B = barna erdőtalajok; P₁₅R—P₂₈R = okkervörös paleotalajok, vörösföld; P₁₄Hy, P₂₉Hy = réti talajok; A = agyag (<0,005 mm); l = finom szilt (0,005—0,02 mm); L = löszfrakció (0,02—0,05 mm); H = homok (0,05—1 mm); 1 = kvarc; 2 = földpát; 3 = kalcit; 4 = dolomit; 5 = csillám+ hidrocsillám; 6 = montmorillonit; 7 = klorit; 8 = kaolinit; 9 = közberétegzett ásványok; 10 = Al-es Fe-hidroxidok. ⇒ = potenciális deráziós hiátus; → = potenciális eróziós hiátus. A P₅C sztyep jellegű talajban mért normális paleomágneses polaritás feltehetően a Blake eseményt képviselheti (kb. 117 ka). A szelvényben észlelhető számos kisebb-nagyobb potenciális eróziós hiátus miatt paleomágneses adatok nehezen értékelhetők. Valószínűleg nemcsak Brunhes és Matuyama korúak, hanem idősebbek is képviselve vannak. Az S₉ és S₁₀ homokrétegek már a felsőpannoniai (felsőmiocén) formációhoz tartoznak, a közbezárt vékony bentonit rétegekkel együtt



70. ábra. A paksi löszfeltárás őstalajainak agyagásványelemzése és paleopedológiai értelmezése (BRON-GER A. 1976)

A feltárás 26–40 m közötti szakasza csak helyenként volt alkalmas mintavételre. A 35. m-ben előforduló eltemetett talaj PÉCSI M. (1972) szerint ártéri erdőtalaj

Eltérő módon ítélik meg pl. a magyarországi löszökben, ill. a Kínai-löszfennsík (luochuani) szelvényeiben (35. ábra) előforduló eltemetett talajok genetikai típusait. Újabban BRONGER–HEINKELE (1989) a paksi és a luochuani löszfeltárás felső négy eltemetett talaját – valamilyen nevezéktani tévedéssel – degradált csernozjomnak minősíti, a típusfeltárások környékén lévő jelenkori talajokkal együtt. A kínai szakértők véleménye is megoszlik, egyesek a *cinnamon*, mások a *gesztenyebarna* talajok típusaihoz sorolják a luochuani szelvény S₁–S₄ fosszilis talaját (GUO Z. és társai 1991). Paks és Mende környékén sem a felszíni talajok, sem az eltemetett talajok (MF, BD, BA) nem sorolhatók a degradált csernozjomok közé, nem típusos csernozjomok, hanem pontosabban még meg nem határozott erdőssztyep-talajok lehetnek.

Az is feltételezhető például, hogy a pleisztocén során, pontosabban az utolsó glaciális időtartama alatt Európában nemcsak a maihoz hasonló talajzónák léteztek, ill. a mai ismert talajtípusoktól eltérő fajták is kialakulhattak. Ilyen értelemben is vannak nehézségeink a löszben eltemetett egyes talajfajták paleoökológiai rekonstruálását illetően. De lehet-e minden zonális talajfajtát a löszben interglaciális kori képződménynek minősíteni, ill. mely típusok azok, amelyek csak interstadiális körülményeket képviselhetnek? E kérdés azért is fontos, mert még az sem eléggé világos, hogy az utolsó két eljegesedés alatti és közötti „meleg” intervallumok kronológiailag milyen klímaszakaszt képviselnek. Ezek tisztázásához is hozzásegíthet a (fiatal) löszökben előforduló eltemetett talajok keletkezésének pontos paleogeográfiai rekonstruálása.

5. A LÖSZÖK EREDETE ÉS OSZTÁLYOZÁSA

A löszök és löszös üledékek osztályozását többnyire a genetikával szoros kapcsolatban adják meg. Az ilyen szempontú osztályozásnak kétségtelenül lehetnek szubjektív következményei, mivel nincs még ma sem teljesen egységes álláspont a különböző löszváltozatok képződésének folyamatáról (és az egzakt elemző módszerek is hiányosak, vagy hézagosan alkalmazzák azokat).

Leggyakoribb a *szemcseösszetétel szerinti osztályozás*, amelynek alapján megkülönböztetnek típusos lösz és löszszerű üledékeket (homokos lösz, löszvályog, agyagos lösz, lásd még 3.1. és 5.5. fejezet). A mérnöki, talajmechanikai gyakorlatban ezenkívül más paramétereket is alkalmaznak (pl. porozitás, nyomószilárdság). Az ilyen vizsgálatoknál és osztályozásnál nem elsősorban a kőzet keletkezésmódja, hanem a kőzettani és a fizikai tulajdonságok (pl. roskadáshajlam) minősítése a fő szempont.

Földtani, rétegtani, geomorfológiai és talajtani szempontból gyakori a lösz és löszszerű üledékek *eredet szerinti osztályozása*, amelyet rendszerint összekapcsolnak a szemcseösszetételi és ásványtani elemzés révén nyert jellemzőkkel. Újabban elterjedőben van a talajmikromorfológiai és elektronmikroszkópos elemzés, szemcsealak és szerkezetvizsgálat.

Az eredet szerinti osztályozás fontos feltétele a löszös üledékek kialakulási körülményeinek az ismerete, amelynek részleteiről már több mint egy évszázada tart a vita. A löszkeletkezés folyamatában négy főbb tényezőcsoport az uralkodó: a szemcsealak keletkezési módja és helye (1), az anyag szállításának (2), a részecskék felhalmozódásának folyamata (3) és végül a felhalmozódás helyén végbemenő mállás, diagenezis szerepe (4). Az álláspontok még ma is jelentősen eltérnek abban, hogy a négy tényezőcsoport közül melyiknek a szerepe a legmeghatározóbb a lösz kialakulására nézve, ill. a löszféleségek minősítése és osztályozása szempontjából.

– A durva porfrakció eredetét a kőzetek kifagyása, ill. az inszoláció okozta fizikai mállással, gleccserjég kőzetaprózásával létrejött morénaanyagból (sander), a folyó- és állóvizek által felhalmozott finomszemcsés üledékből, gyakran sivatagi homokterületekről származtatják.

A lösz ásványi anyagának felhalmozódására a magyarázatok két nagyobb és általánosabb csoportja ismeretes: az egyik egyszerűbb és tankönyvszerű (a), a másik csoport meglehetősen összetett, többszörös áthalmozással operál (b).

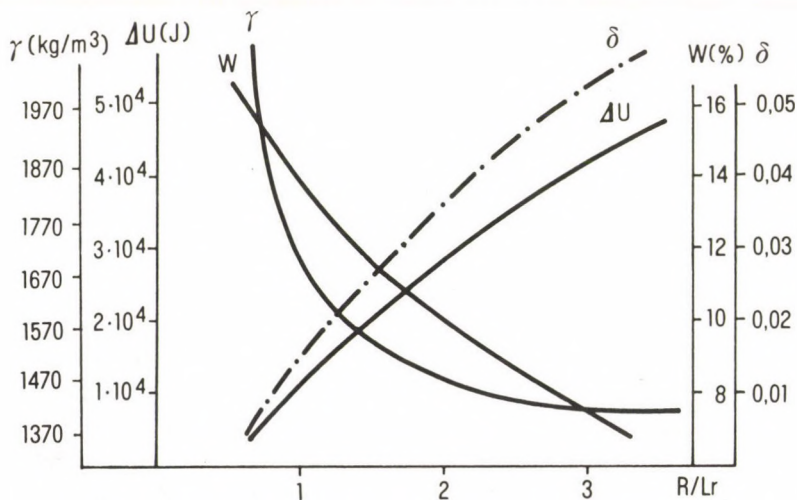
– A *típusos lösz* uralkodó szemcseösszetételét, szállítódását és jellegzetes osztályozódását legegyszerűbben a szél légköri tevékenységével tudják értelmezni. A löszben a szemcsék egymáshoz viszonyított orientáltság nélküli sajátos helyzetét szintén a légkörből való ülepedéssel, felhalmozódással hozzák kapcsolatba. Továbbá azzal a körülménnyel is érvelnek, hogy a lösz különböző helyzetű és alakú domborzati formákat köpenyszerűen fed be. Az eolikus származtatás a típusos lösz esetében a döntő tényezőt a légi úton való szállításnak és ülepítésnek tulajdonítja. Az így felhalmozódott anyagot „*elsődleges* (vagy primér) *lösznek*” tartják. Ha az anyag más külső folyamatok hatására (lejtőleemosás, szoliflukció, folyóvízi erózió) halmozódik fel vagy áthalmozódik és újra

lerakódik, „másodlagos lösz”-nek nevezik és többnyire nem a típusos löszök közé sorolják.

– A magyarázatok más csoportja szerint a lösz és főleg a változatai ásványi anyagának a *szállításában*, osztályozásában és *felhalmozódásában is több más szállítóközeg* is részt vett. A löszszemcsék ásványi összetétele, származása, a nehézásványok aránya arra mutat, hogy a kőzetliszt túlnyomó része nem távoli – *nem exotikus* – eredetű, hanem a közeli vízgyűjtő medencékből *kettős* vagy *többszörös szállítás során kerültek lerakódásra* (részletezésüket lásd az 5.1.– 5.4. fejezetben).

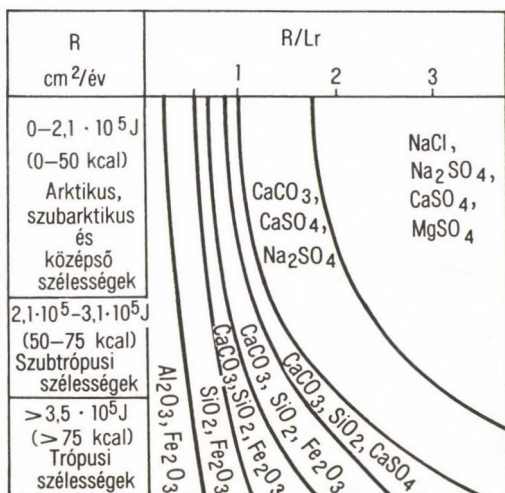
A löszkeletkezési magyarázatokkal kapcsolatban fontosnak tartjuk hangsúlyozni, hogy a felhalmozódott poranyag maga még nem lösz, vagyis nem a lösz halmozódik fel valamilyen úton-módon, hanem annak csak az ásványi anyaga. A lösszéválás optimális feltételeit a sivatagokat övező hideg sztyepek (helyenként meleg-száraz sztyepek), a pleisztocén periglaciális hideg sztyepek, ligeterdős sztyepek zónájában jelölik meg (71a.b. ábra). Erre engednek következtetni a lösz rétegeiben előforduló periglaciális jelenségek, növényi és állati maradványok és az ősember által elejtett állatok maradványaiból rekonstruálható paleoökológiai viszonyok. Az ilyen földrajzi környezeti adottságoktól többé-kevésbé eltérő feltételek (körülmények) mellett a kiindulási ásványi anyagból nem lösz, hanem csupán a löszhöz hasonló valamilyen tarka vályog, agyag, vagy éppen valamilyen talaj képződött (v.ö. 4.6. fejezet).

A lösz keletkezésének magyarázatára korábban is voltak és vannak olyan irányzatok, amelyek szerint jobban meghatározó, *domináns tényező a földrajzi környezet*, a benne



71a. ábra. A lösztulajdonságok és sugárzási ariditási index R/Lr összefüggése (KRIGER N.I. 1984)

R = sugárzási egyensúly; L = latens párolgási hő; r = csapadékmennyiség; W = összvíztartalom; d = relatív roszakadási képesség; g = sűrűség; DU = potenciális gravitációs energia



71b. ábra. A hipergén zónák tipomorf ásványai a sugárzási egyensúly- és sugárzás ariditási-index (R/Lr) rendszerében (KRIGER N.I. 1986) R = sugárzási egyensúly; L = latens párolgásihő; r = csapadékmennyiség

A tipomorf ásványok a földrajzi övezetekhez igazodnak. A CaCO₃-nak mint tipomorf ásványnak a hipergén övezetét a R/Lr érték határozza meg, amely 0,9 és 2,5 között mozog. A lösz csak ilyen tájgeokémiai övezetben képződik és létezik

ható organikus és anorganikus folyamatokkal, mint az anyagszállítás és a lerakódás tényezőinek bármely más csoportja (KRIGER N.I. 1965, 1986, PÉCSI M. 1974, 1987c).

5.1. ÁLTALÁNOSABB LÖSZKELETKEZÉSI ELMÉLETEK

Amióta a löszet a múlt század elején felismerték, ill. elkülönítették más laza üledékektől és elnevezték, azóta keletkezéséről nagyon sokféle magyarázat született és e téren még ma sincs egységes álláspont. Ezt tükrözi a lösz fogalmának, tartalmának, ill. a lösz és a hozzá hasonló laza üledékeknek az osztályozása és magának a lösznek az értelmezése is. Ebben sincs egységes álláspont. Hosszas lenne pontosan követni a lösz keletkezéséről és tartalmáról adott magyarázatokat. A nézetek közötti különbségek feltárása sok munkát igényelne, de általában az elmondható, hogy a különböző származási magyarázatoknak éppen úgy, mint a lösz fogalmának értelmezése azért annyira heterogén, mert a lösz regionálisan sokféle helyzetben, változatban fordul elő. A kutatókat jelentősen befolyásolta az a körülmény, hogy milyen területeken és milyen feltárásokban végeztek tanulmányokat.

A lösz származásának magyarázatával foglalkozó elméletek ismertetése egy külön tanulmánykötetet igényelne, mert a legtöbb löszkutató tanulmányában állást foglal a lösz keletkezésével kapcsolatosan. Jelen évszázadunkban több szerző összefoglalót is készített a lösz keletkezését magyarázó elméletekről. Voltak olyan kutatók, akik ezt több ízben is megtették (KRIGER N.I. 1965, 1986, LIU T. 1985a). SMALLEY I.J. (1980b) részleges löszbibliográfiájában több mint ezer fontosabb löszcikket ismertet címszerűen és annotálva. Ezek között több mint két tucat olyan tanulmányt is felsorol, amelyek a lösz keletkezésének elméleteivel foglalkoznak. Többek között DRUIF J.H. (1927) a lösz-

kialakulás elméleteit 20 csoportba sorolta. KRIGER N.I. (1965) közel 100-féle löszkeletkezési elméletet említ és részletesen foglalkozik a szovjet löszirodalomban kialakult magyarázatokkal (KRIGER N.I. — PÉCSI M. 1987).

A közel száz löszkeletkezési magyarázat többsége a lösz alapanyagának szállítása, osztályozódása és felhalmozódása különböző folyamataival foglalkozik. Kisebb része tárgyalja a löszszévalás bonyolult környezeti-geokémiai folyamatait. A nézetek heterogenitása részben a tanulmányozott löszvidékek, a löszös képződmények eltérő adottságaitól, sajátosságaiból, részben a vizsgálati módszerek, szempontok különbözőségeiből és más körülményekből is származik.

A leggyakoribb löszkeletkezési magyarázatokat előljáróban csupán röviden ismer-tetjük.

1. A múlt század első felében a lösz keletkezését eleinte ártéri, folyóvízi lerakódással magyarázták, ezt az elméletet fejlesztette ki, ill. támogatta maga LYELL C. (1834) is, de magyarázták tengeri, tavi üledékként egyaránt.

Völgytalpakon, ártéri síkságokon, mélyfekvésű hordalékkúpokon hatalmas területeket fednek be a helyenként homokosabb, máshol agyagosabb löszös képződmények (pl. a Hoangho, Duna–Tisza menti ártéri löszök). A Rajna és a Mississipp-i menti lösz LYELL egyaránt a nagy folyók árvízi hordalékának tartotta. Ezek ásványi anyagainak felhalmozódásában a fluviális eredet — részletes ásványtani vizsgálatok alapján — kétségtelen. Nagy elterjedésük a kutatók egy részét a *fluviális löszkeletkezési elmélet* felállítására ösztönözte. Ezt az elméletet azonban nem lehet kiterjeszteni valamennyi löszös kőzet kialakulásának magyarázatára.

2. A *lösz szél által való származtatásának első képviselője* a francia VIRLET d'AUST P.T.H. (1857) volt. Ebben az időben RICHTHOFEN — még az európai tapasztalat alapján — a lösz szintén folyóvízi eredetűnek tartotta, csak a kínai utazása nyomán pontosította álláspontját a lösz származására vonatkozóan. De tulajdonképpen a lösz anyagának felhalmozódásában a szél tevékenysége mellett RICHTHOFEN a folyóvíz és az eső lemosó szerepét mindig fenntartotta. Szerinte a szél a földrajzi zónák nagyrésztében poranyagot szállít és lerak, azonban ez nem mindenütt vált lösszé (lásd bővebben 5.2. pont alatt).

Az eolikus lösz — főként fennsíkokon, vízválasztó hátakon — nagy területeket fed be. De még itt is a lejtőkön, a fennsíkperemeken és teraszokon a löszrétegek között, a lejtős folyamatok által történt anyagfelhalmozódásra is megvannak a bizonyítékok.

A *fluviális–eolikus elmélet* összeházasítására már régóta erős törekvések voltak. WILLIS B. (1907) szerint a Kínai-alföld löszös üledékeit a Huangho nyáron rakta le, mint ártéri iszapot, melyet ősszel és télen a szél mozgatott át.

3. Már a múlt század végén többen úgy vélték, hogy a lösz ásványi anyagának felhalmozásában a *felületi lemosásnak* volt uralkodó szerepe. Ezt a nézetet RICHTHOFEN után legrészletesebben az orosz PAVLOV A.P. (1988) fejtette ki. Az ő elméletét a *deluviális löszkeletkezési elméletek* közé sorolják.

Domsági és hegységi tájak lejtőin az eolikusan lerakódott finom anyagot többek szerint a szoliflukció, a hóolvadákvizek, a csapadékvíz lemosó tevékenysége, ill. együttes hatásuk, PÉCSI M. szerint (1965b, 1966) a derázió telepítette mai helyzetébe. Ezeket a többnyire a lejtővel párhuzamosan, ritmikusan rétegzett löszöket *eolikus-nivális*, ill. *eolikus-pluvionivális* eredetűnek tartják. Delléket, kisebb völgyeket kitöltő ilyen löszöket „völgyi lösz” névvel is illették (id. LÓCZY L. 1886, 1913). Összefoglalóan az ilyen deluviális–kolluviális löszök Európa löszterképén *deráziós lösz* megnevezést kaptak (FINK J. és társai 1977). PÉCSI (1965b, 1966) szerint a fagyott talajon szoliflukciós úton áthalmozott löszszerű üledékek is ide csoportosíthatók.

4. A *glaciális–fluvioglaciális löszkeletkezési elmélet* is már a múlt század végén kialakult (LEVERETT F. 1886, TUTKOVSKIJ P.A. 1899). Az elmélet szerint a gleccserek, ill. a belföldi jégtakarók felaprózta finom törmelékét a fluvioglaciális vizek halmazták fel. Így a lösz szemcséinek származását a gleccsertevékenységgel hozták szoros kapcsolatba. Ezt alátámasztani látszott az is, hogy a Föld legnagyobb löszterületei szorosan kapcsolódtak a hajdani eljegesedett területek pereméhez.

PAVLOV, ill. TUTKOVSKIJ elméletei széles körben nem terjedtek el, mert főként orosz nyelven publikáltak, bár TUTKOVSKIJ tanulmányát a Scottish Geographical Magazinban 1900-ban angolul is közzétette.

Ezt az elméletet kiegészítve az eolikus és a folyóvízi löszkeletkezési magyarázatokkal (SMALLEY I.J. — VITA-FINZI C. 1968) kísérletet tettek egy komplex magyarázatra (lásd 5.4. pont alatt).

5. A *löss a talajképződés terméke*. BERG L.SZ. (1932a,b) elmélete arra a tényre épít, hogy a löszrétegekben a talajképződés nyomai a legtöbb esetben felismerhetők, csak helyenként, ill. rétegenként hol gyengébben, hol pedig erősebben, mint pl. fosszilis talajok esetében. A lösz tulajdonképpen periglaciális száraz sztyeptalajnak, ill. meleg, félig száraz (szemiarid) pusztai talajnak tartja. A BERG-féle elmélet szerint a lösz ásványi anyagát bármilyen folyamat felhalmozhatja, de az eluviális aprózódás helyben is megtehető a löszképződéshez szükséges finom törmelékes váztaajt. Ilyen eset ugyan elképzelhető, azonban a vastag, sok eltemetett talajzónával tagolt lösz–paleosol sorozat magyarázatára alkalmatlan ez az elmélet. Az eltemetett talaj felszínére ugyanis valamilyen úton-módon újabb anyagfelhalmozódásnak kell következnie, amely fokozatosan ismét ellössösödik.

BERG szerint a lösz és az alapkőzet közötti különbség ugyanolyan, mint a kőzet és a talaj között. Ahhoz, hogy a kőzet talajjá alakuljon át, talajképző folyamatra, hogy a kőzetből lösz keletkezessen, löszképző folyamatra van szükség. A „lössösödés” elvileg egyformán megy végbe és ezen az alapon beszélhetünk a löszkőzetek egységes családjáról (BERG 1953, pp. 200–201). A BERG-féle elmélet gyökerei már RICHTHOFEN egyes elemzéseiben is megtalálhatók (lásd bővebben 5.2. pont alatt); mindmáig igen jelentős szemléletformáló hatást fejt ki a löszképződést magyarázó újabb keletű elméletekre. Elméletének hívei és heves ellenzői egyaránt vannak. Mindenesetre az újabb keletű löszkeletkezést magyarázó elméleteknek az ellössösödés (diagenezis) elméletével számolni kellett.

6. A *poligenetikus löszkeletkezési elmélet* alapján a löszök alapanyaga többféle folyamat révén is felhalmozódhatott. PÉCSI M. (1967b, 1974) szerint időben és területenként ismétlődően eolikus, deráziós, fluviális, fluvioglaciális, eluviális, pedogenetikai folyamatok egymást váltogatva végezték az anyagfelhalmozást. A lösszéválás folyamatában a zónális és részben a helyi-környezeti ökológiai tényezők, a pedogenetikai-geokémiai folyamatok szerepe a meghatározó tényező.

7. Újabban beszélhetünk ún. *environmentalista löszkeletkezési elméletről*. Ez az elmélet többnyire az utóbbi két pontban röviden ismertetett magyarázatok érveit, ill. a legújabb tapasztalatokat összegzi (KRIGER N.I. 1965, 1986, LOŽEK V. 1968, PÉCSI M. 1968, 1987c). A lösz keletkezésében alapvetőnek a *természetföldrajzi környezet szerepét* tekintik és nem az üledékfelhalmozódás módját látják a legfontosabbnak. A löszök tulajdonsága a mai és a pleisztocén kori földrajzi környezettől függ.

A löszirodalomban gyakori a leegyszerűsítés a tekintetben, hogy az eolikus löszkeletkezési elméletet ma már aligha vonja valaki is kétségbe. A valóságban azonban egy-egy nagyobb szelvényben is többféle folyamat halmozta fel az ásványi anyagot, melyet ciklikusan különböző paleogeográfiai hatások értek. Ezekre már többször és többen rámutattak, többek között RICHTHOFEN is (lásd 5.2. és 5.4. pontokat).

5.2. RICHTHOFENI LÖSZKELETKEZÉSI MODELL

A kínai löszök eredetével RICHTHOFEN-t megelőzően már a XVII-XVIII. században is foglalkoztak jezsuita misszionáriusok és az oroszországi követek is. PUMPEL R. (1866) szerint a lösz édesvízi töből rakódott le. Az iszapot a Sárga-folyó hordta, amelynek korábban más volt a folyásiránya, mint most. Mások a löszöt, mint teraszüledéket értelmezték.

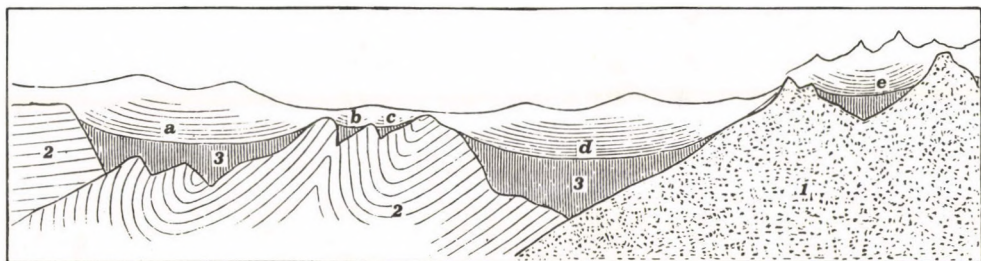
A löszök keletkezésével kapcsolatban RICHTHOFEN okoskodása azon alapult, hogy a domborzati helyzet és egyéb okok miatt is, sem folyóvízi, sem tavi üledéknek, sem gleccservíz-hordaléknak nem tartható a kínai löszök ásványi anyagának felhalmozódása. Szerinte a lösz a légkör alatt halmozódott fel a szárazföldre („Löb sich auf dem Festland unter der Atmosphäre niedergeschlagen habe.” RICHTHOFEN F. 1877, I.276).

A szárazföldi csigaházak, az emlősök csontjai, a pórusok jelenléte, mint a növényzet maradványa, továbbá a talajfelszín lassú növekedése, állandó növénytakaróval való borítása mellett kell keresni azokat a folyamatokat, amelyek a lösz felhalmozódását elősegítették.

RICHTHOFEN három különböző tényezőt különböztet meg. Az *első a csapadékvíz*, amely a magasabb területekről az alacsonyabbak felé csörgedezve kimossa a környező hegységekből származó kőzetmálladékból kilazuló szilárd alkotórészeket. A *második a szél*, amelynek rendkívüli közreműködése a por alakú szilárd anyag felhalmozódásában tartósan figyelhető meg az adott területeken. A *harmadik tényező a növények gyökereinek folyadékfelszívó képessége*. Az ásványi alkotórészeket a növényzet megkötí és csak elenyésző részüket viszi tovább a szél. Ennek a magyarázatnak az alapján nevezte a löszöt a fűvek számtalan generációjára „tetemhelyének” (RICHTHOFEN A. 1877).

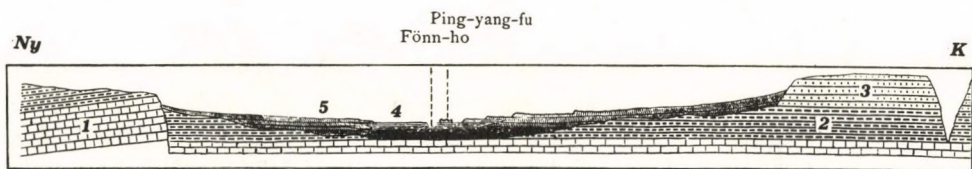
RICHTHOFEN löszszármazási elméletét a későbbi interpretátorok meglehetősen egyoldalúan elferdítették, ill. értelmezték. A fő agensek közül a szél szerepét, közreműködését állították előtérbe. RICHTHOFEN a szélnek a szerepét, mint láttuk, a második helyre tette („Das zweite ist der Wind”), az esővíz lemosó hatását és az agyagos részecskék megkötésében a növényzet hatását erősen kiemelte.

Tavi lösz és ezzel szemben *szárazföldi lösz* különböztetett meg. Az előbbit a felületen lefolyó csapadékvizek és folyóvizek halmozták fel a lefolyástalan medencék legmélyebb részén, míg a száraztérszíni lösz a medencék igen enyhe lejtőin a csapadékvíz egyengette el, ill. a leülepedő port részben direkt a növényzet kötötte meg. De csak részben, mert a következő eső a növények leveleiről és a felszínről tovább mozgatta, amíg az ún. „szárazlégkőri” csapadék hatására kellően meg nem kötődött. A porszemcsék, az agyagos porszemcsék megkötésében a növényzetnek, a talajban levő mikroorganizmusoknak és férgeknek, egyáltalán az ilyen módon történő talajképződésnek igen nagy szerepet tulajdonított. Ugyancsak nagy szerepet tulajdonított a különböző sók kiválásának. RICHTHOFEN a fenti löszképződés modelljét egyértelműen ábrákon is jól szemléltette (72–76. ábra).



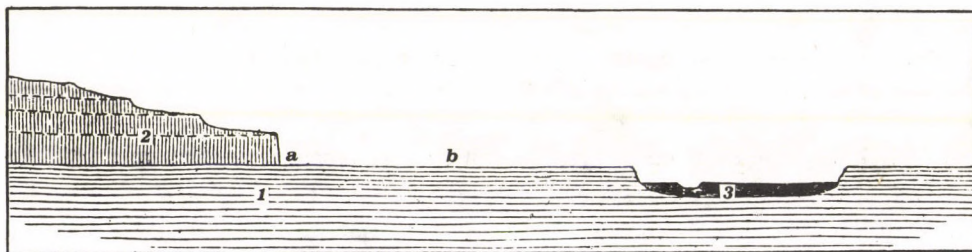
72. ábra. Löszmedence sorozat eszményi keresztmetszete (RICHTHOFEN F. 1877)

1 = gránithegység; 2 = gyűrthegység; 3 = lösz (a tavi lösz nincs elkülönítve); a, b, c, d, e = az egyes löszmedencék



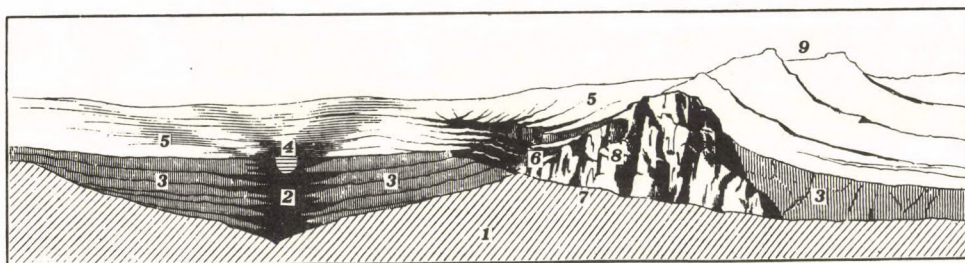
73. ábra. A kínai Pingjang környéki (Senhszi tartomány) löszteknők keresztmetszete (RICHTHOFEN F. 1877)

1 = széntartalmú mészkő; 2 = produktív kőszén-homokkőformáció; 3 = homokkő fedőréteg; 4 = tavi lösz; 5 = szárazföldi lösz. A keresztmetszet hossza 44 földrajzi mérföld, Pingjang és a fennsík közötti szintkülönbség kb. 1000 m



74. ábra. Szárazföldi lösszel fedett tavi lösz, a Vej folyó völgyében, Senhszi tartományban (RICHTHOFEN F. 1877)

1 = tavi lösz; 2 = szárazföldi lösz; 3 = Vej folyó allúviuma; a = bővizű források eredete; b = lösszterasz, amelyre sok várost építettek



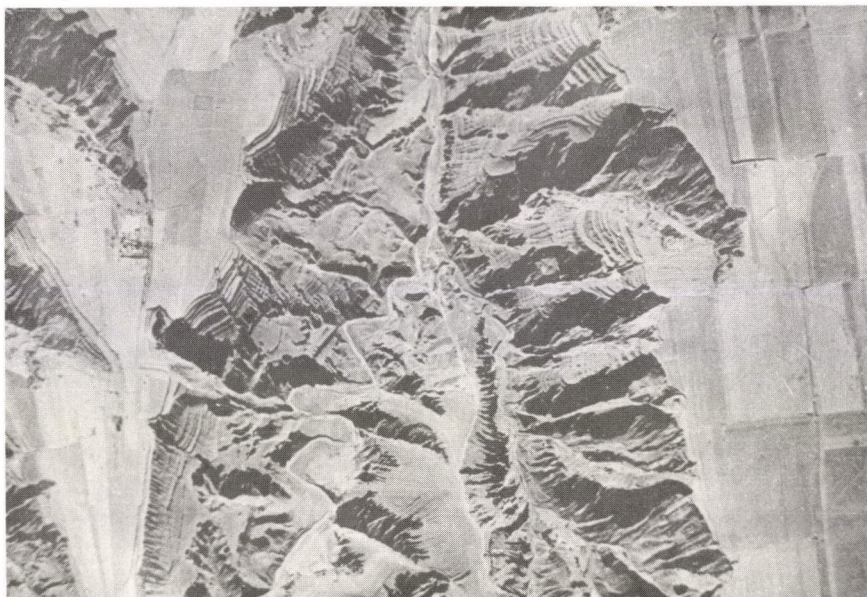
75. ábra. Löszmedencék lefolyásának eszményített ábrázolása, hegységi szakadékokon át (RICHTHOFEN F. 1877)

1 = alaphegység keresztmetszete; 2 = tavi lösz „emeleteinek” keresztmetszete; 3 = szárazföldi lösz keresztmetszete; 4 = sóstó; 5 = löszteknő; 6 = vízlefolyás szurdokrendszere; 7 = lefolyó patak; 8 = a szurdokvölgy hátsó fala, amely a mögötte húzódó hegység-láncba (9) vágódott be. A vízszintes és függőleges egymáshoz viszonyított méretaránya torzított. RICHTHOFEN e modellszelvénye azt is jól érzékelteti, hogy a lösszel kitöltődött medence fővízfolyása mentén több emeletben, szélesebb-keskenyebb sávban ártéri (tavi) lösz képződött, melyhez a hegységkeret felől a medence tengelyéhez a mellékfolyók ugyancsak vékonyabb ártéri löszet raktak le, melyre valószínűleg a szárazabb időszakokban szárazföldi lösz települt

RICHTHOFEN szerint a lösz keletkezése idején hideg klíma uralkodott. A lösz keletkezése körülményeiben a különbséget Európa és Közép-Ázsia között abban látta, hogy míg Európa tulajdonképpen egy nagy félsziget a tengerben és annak öblei mélyen a kontinensbe nyúlnak, ezáltal a kontinentalitása, a lefolyástalan medence-időszak hatása kisebb volt, mint Ázsiában, ahol a lefolyástalanság még ma is nagy területekre kiterjed.

Európa területe a löszképződés idején szintén nagyobb kellett hogy legyen, másrészt a gleccserek miatt az Alpok területe többszáz méterrel magasabb volt a jelenleginél. RICHTHOFEN idején még nem tudták bizonyítani az észak-európai kontinentális eljegesedés létét. Ezért kereste a bizonyítékokat arra vonatkozóan, hogy miért volt Európa a pleisztocénban szárazabb, mint ma.

RICHTHOFEN löszképződési modelljéhez tehát hozzátartozik egy lefolyástalan medenceképződési stádium, amelynek során a környező hegységekben keletkezett kő-



76. ábra. Kínai-löszfennsík, Juan felszín szurdokvölgyekkel feltagolva (Foto: KESZ A.SZ.)

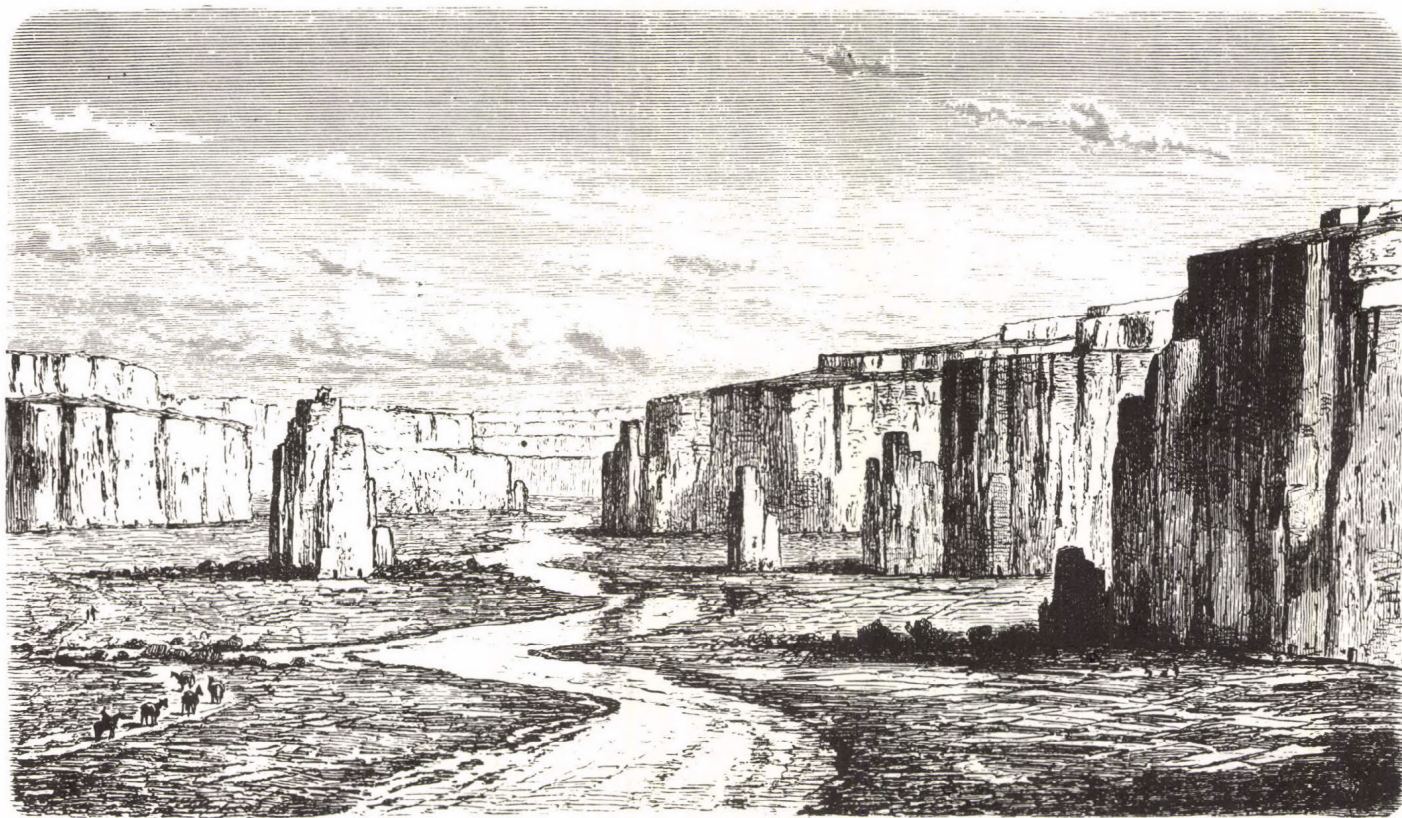
A meredek lejtők egy részét teraszosan művelik

zettörmelék a felületi csapadékvíz hatására a heglábfelszínen át a lefolyástalan medence közepe felé hordódott és ott a legfinomabb üledék rakódott le. A feltöltődés következtében a tó szintje emelkedett és valamely hágón keresztül lefolyásossá vált, lecsapolódott. Ez többnyire éghajlatváltozással, csapadékosabb időszak bekövetkeztével állt elő. A lefolyástalan medence csapadékosá vált, de még mindig aridus körülmények uralkodtak és a finomszemcsés hordalékot a szél, mint a löszforrás anyagát hordta, telepítette át. Az uralkodó szél irányában elhordott finom szemcsék a felszínre lerakódtak és csak ott maradtak meg részben, ahol a növényzet megkötötte, a növényzet leveleiről a következő eső tovább mozgatta, majd az ún. „szárazlégkörü” csapadék az agyagos szemcséket lassan megkötötte, cementálta a növényzet gyökereivel együttműködve. A növényzet gyökerei mentén a mélyebb szintekből az ásványi sókat tartalmazó talajvíz felemelkedik és ez is hozzájárul a lösz poranyagának megkötéséhez.

Ilyen módon növekszik a talajfelszín RICHTHOFEN szerint vagy 0,1 mm-rel évente.

RICHTHOFEN szerint a lösz összetétele homok, vályog és mész. Vizes állapotban nem, száraz állapotban viszont nagyon állékony.

A lösz szerkezetét, porozitását, csővességét a növénygyökök hatásával magyarázta. A lösz kapillaritásának és más lösztulajdonságoknak nagy jelentőséget tulajdonított gazdasági szempontból, főleg a vízháztartásban. A lösz a csapadékvizet elnyeli, ezért a felületén a lefolyás nem túlzottan erős. A löszvidékeken nagyon kevés a forrás, szerinte a kocsikerek az utak mentén összetörik a lösz szerkezetét és így csak egy



77. ábra. Lőszótár kastélyszerű formákkal a Tajjuantól É-ra (Kína, Sanhszi tartomány, RICHTHOFEN F. 1877)

mészben gazdag vályog lesz. Az analógia alapján mondható, hogy a nehéz gépek szintén a löszszerkezet elrombolását végzik. Éppen ezért RICHTHOFEN nagyon hangsúlyozza „Löß ist in der Tat nichts als ein mit Sruktur begabter Lehm” (RICHTHOFEN 1877, I.258).

A lösz szerkezetén, szilárdságán, annak szemnagysági összetételén kívül nagy figyelmet fordított a löszkonkréciókra, a szárazföldi csigák, csontok jelentőségére és a rétegezethez hiányára. A löszrétegek padosságára (RICHTHOFEN 1877, I.259. old.) külön felhívja a figyelmet, amely gyakran és jól megfigyelhető. Ezt a jelenséget a kínai löszökben a löszkonkréciók horizontális, ismétlődő elhelyezkedésével hozza kapcsolatba. Feltűnt RICHTHOFEN-nek, hogy a *konkréciós szintek* a löszben egymással párhuzamosak és többnyire szubhorizontálisak. A kínai lösz 100–600 m vastagságúnak tartja, amelyet részben meredek, sőt túlhajló falak határolnak el a völgyek, folyómedrek felé (77. ábra).

Ezzel szemben a löszrétegeken belül a szemcsék, főleg a csillámok nem horizontálisan, hanem rendezetlenül helyezkednek el. Hasonló megfigyelést jelez a csigaházak elhelyezkedéséről is.

Megfigyelte, hogy a löszrétegeket törmelék is tagolja, amely kétségtelenül vízi szállítás eredménye (22. ábra). A törmelék betelepüléseket a löszben és részben a horizontálisan elfekvő konkréciós rétegeket is eróziós felszínnek minősítette. Szerinte, ahol a lösz a hegyvidékeken nagyobb medencét tölt ki, ott a medence közepén, a vízmosások feltárásaiban már nem jelentkezik ez az eróziós felszín, vagy csak ritkán.

A RICHTHOFEN-féle „tavi lösz” rétegett, míg az ún. „szárazföldi lösz” nem rétegett. A löszképződés idején szerinte a domborzat a maihoz hasonló volt, és a lösztakaró kiegyenlíti a domborzat egyenetlenségeit a zárt medencékben.

RICHTHOFEN úgy vélte, hogy minden löszmedence korábban egy lefolyástalan, sós sztyep volt, amely minden oldalról feltöltődött. A horizontálisan lerakódott anyag minden időben a medence középső részére korlátozódott. Szerinte a tavi lösz általában rétegett, kivéve azokon a helyeken, ahol a növényzet hatására a jelenkorban a porózus csövecskék képződtek. Ebben az esetben a kétféle lösz (tavi lösz és szárazföldi lösz) gyakran nehéz egymástól megkülönböztetni.

A RICHTHOFEN-féle megállapítások a „tavi löszök”-ről lényegében a Kárpát-medencebeli alacsony fekvésű infúziós löszökre is érvényesek. A tavi löszre szerinte szárazföldi lösz telepszik, ha a medence lefolyásossá válik. Ilyen eset fordul elő a Wei-ho völgyében is (74. ábra).

RICHTHOFEN (1877-85, 1882) 12 kritériumban foglalja össze a löszfogalom magyarázásakor figyelembeveendő körülményeket és tényezőket:

1. A lösz szemnagysága
2. A rétegzettség hiánya
3. Kapilláris szerkezet
4. Függőleges elválás
5. Különböző sótartalom, különösen a szénsavas mész jelenléte
6. Szárazföldi csigák csaknem kizárólagos uralma
7. Ép csigaházak nagyszámú előfordulása
8. A löszelterjedés módja
9. Csekély függősége a felszínformáktól
10. A lösz alkalmazkodása a lejtőhöz
11. A teljes azonosság igen különböző és egymástól távoli vidékeken
12. A lösz különbözősége a fektől, ill. a fedőtől, a kimutathatóan vízből lerakódott képződményektől.

RICHTHOFEN az első leírást adta a lösz világméretű elterjedéséről és az európai löszök keletkezésének értelmezéséről.

Modelljének egyik fontos példája volt az Iráni-fennsík, ahol a folyók lefolyástalan medencékben végződtek el. Ezek a medencék ma zártak, hajdan azonban lefolyásuk lehetett. RICHTHOFEN úgy képzelte, hogy minden löszkeletkezési elmélet, amelyet említett, vagy tárgyalt, a lefolyástalan medencék ismételt vízzel való kitöltésén alapszik. A löszök az Iráni-fennsíkról észak felé a Turáni-Alföld irányába terjedtek ki. RICHTHOFEN szerint a lösz elterjedése Észak-Amerikában még nagyobb, mint Közép-Ázsiában és a lösz

éppen olyan szorosan kapcsolódik a lefolyástalan vidékekhez, mint Ázsiában és Európában. Ezért RICHTHOFEN modelljét úgy értelmezték, hogy a lefolyástalan medencék, a sivatagok finom üledéke a forrása a lösz poranyagának. Bár ő nemcsak erről beszélt, mint fentebb lártuk.

RICHTHOFEN a többéves kínai kutatási eredményeit összegző tanulmányköteteit 1877-től tette közzé, amelyekben többek között a löszök keletkezéséről, elterjedéséről alkotott tapasztalatait, magyarázatait az elmúlt, több mint egy évszázad folyamán nagyon sokan felhasználták, továbbfejlesztették, ill. bizonyos aspektusokat külön hangsúlyoztak, vagy túlmagyaráztak, és tévesen a porelmélet szerzőjeként emlegették (BERG L.SZ.1953). RICHTHOFEN löszkeletkezést magyarázó elmélete nem egyszerűen csak eolikus *porfelhalmozódás*, mint azt sokan neki tulajdonítják. Nem is csupán megerősítése VIRLET d'AOUST 1857-ben kifejtett eolikus elméletének, hanem annál minőségileg több és komplexebb. RICHTHOFEN világosan kifejtette, hogy porhullás a Földön minden vidéken van, vagy lehetséges, de abból nem mindenütt keletkezik lösz.

A *csapadékvíznek*, különösen a szárazlégköri csapadékvíznek a füves pusztákon *tulajdonított fontos szerepet* a lösz poranyagának szállításában, áthalmozásában, sőt a szemcsék megkötésében is.

A harmadik fő tényezőnek a növényzet hatását tartotta, ezzel összefüggésben hangsúlyozta a talajképződés szerepét is a löszképződés folyamatában, mely különböző zónákban más és más mértékű lehet.

Így RICHTHOFEN tulajdonképpen 3 fő hatótényezőt (agenst) jelölt meg, ill. tett felelőssé a lösz képződésében. A felhalmozódó port, a pusztai körülmények közt ható felületi csapadékvizet, továbbá a sztyep-vegetáció talajképző hatását.

E három tényező komplexumából egyesek az eolikus porfelhalmozódás elméletét faragták ki, mások a területen mozgó víz, ún. deluviális-kolluviális folyamatok döntő anyagfelhalmozó folyamatát, míg megint mások az eluviális talajképződési elmélet kizárólagos szerepét állították előtérbe. Úgy is fogalmazhatunk, hogy RICHTHOFEN löszkeletkezést magyarázó komplex felfogása három más – gyakran használt – elméletnek adott indítékot, így az eolikus, a deluviális-kolluviális, ill. a talajképződési folyamatokra épülő elméleteknek.

RICHTHOFEN komplex felfogása a löszkeletkezésről felismerhető azon újabb áthidalást kereső kísérletekben, amelyek kétszeri, többszöri anyagszállító folyamatokkal operálnak (SMALLEY I.J.–VITA-FINZI C. 1968, lásd még 5.4. fejezet).

RICHTHOFEN lefolyástalan medence-modelljében szintén van nem eléggé megalapozott apriori feltételezés, amely nem minden löszvidékre alkalmazható. Így elsősorban a pleisztocén periglaciális zónában kialakult löszös övezetre, vagyis nem kell mindenütt száraz-sós tavakkal jellemzett zárt medencékre visszavezetni a lösz poranyagának forrását. RICHTHOFEN elméletét a lösz szubaeikus keletkezése módjáról a Geological Magazineban (1882) egy vitacikkben összefoglalóan is kifejtette. Ebben részben a por származáshelyének szélesebb körét adta meg, másrészt a löszre jellemző tizenkét kritériumot alaposabban fogalmazta meg. A por állandó megmaradása és tartós felhalmozódása régióit két egymástól eltérő domborzati osztályba sorolta.

Az első csoportba szerinte a kontinensek azon központi medencéi tartoznak, amelyekben a csapadék nagy része egy évszakban hullt le és nem volt lefolyásuk a tenger felé, pl. Közép-Ázsia medencéi, Perzsia és a Nagy-medence Észak-Amerikában. A második csoportot a nagyterjedésű füves síkságok alkotják, mint pl. a préri, pampák, a dél-orosz és szibériai sztyepek. E területeken és Európa jégtakaró környéki területein is száraz és nedves évszakok váltakoztak egymással. A második csoportba tartozók abban különböznek a lefolyástalan sós sztyepektől, hogy gazdagabb füves növényzetet hordoztak, de az év egy részében ezek is kiszáradtak. A talajképződés itt erősebb volt, a sók egy része azonban kimosódott a talajból és a síkságot keresztező nagy folyók elszállították a zónából.

RICHTHOFEN szubaerikus elmélete szerint a típusos lösz keletkezése két különböző éghajlati szakasz során ment végbe: az első szakaszban kontinentális száraz klíma volt a jellemző, amely során az anyagfelhalmozódás ment végbe, a második szakaszban a csapadék megnövekedése következtében az erózió által a felszín felbarázdálódott, völgyközi hátakra tagolódott, aminek következtében a füves sztyep medencékben löszösödés ment végbe. Ma úgy látjuk, hogy a fenti két szakasznak — időbelileg, ill. térbelileg — való elkülönítése a löszképződés folyamatában eltúlzott, bár kétségtelen, hogy száraz, ill. nedves szakaszok a löszképződés során váltogatták egymást. Nem beszélve itt a lösz és az eltemetett talajok löszszelvényen belüli váltakozásáról, amellyel RICHTHOFEN lényegében nem foglalkozott.

5.3. A „HIDEG LÖSZ” ÉS „MELEG LÖSZ”

OBRUCSEV két típusú löszöt különböztet meg „meleg” és „hideg löszök” néven (OBRUTSCHEW W.A. 1895, OBRUCHEV V.A. 1945). A „meleg lösz” övezetben a port szerinte a szelek a sivatagokból szállították és szélárnyékban halmozták fel. Míg a „hideg lösz” ásványi anyagát a hajdani jégtakarók peremterületei – morénás és fluvioglaciális – üledékeiből ugyancsak a szelek szállították jelen helyükre. OBRUCSEV hideg periglaciális és meleg sivatagperemi löszeknek vannak hívei, de akadnak ellenzői is.

BERG elmélete szerint a lösz és a löszös kőzetek eredete azonos, finom szemcsézettségű kőzetekből mállással és talajképződési folyamatok következtében alakultak ki száraz éghajlaton. FEDOROVICH B.A. (1972) szerint, aki szintén OBRUCSEV iskolájához tartozott, a BERG-féle elmélet elsősorban a sztyepzónában dolgozó kutatók körében terjedt el, míg azok a kutatók, akik Közép-Ázsia területein dolgoztak, a kazah, üzbég hegylábi felszíneken széles sávban elhelyezkedő löszöket fluviális, proluviális, deluviális, vagy folyóvízi folyamatok által felhalmozott képződményeknek tekintették (MAVLYANOV G.A. 1958). MAVLJANOV tagadta, hogy Közép-Ázsia magas hegységeinek kőzetlisztjét a szelek szállították a környező előtérbe.

Az OBRUCSEV-féle löszképződési elmélet több követőre talált. FEDOROVICS szintén arra hivatkozik, hogy a Szaharától pl. 3500 km távolságba szállítódik a por az

Atlanti-óceánba, és sokszor figyelnek meg poranyagot pl. Európában is, amely a Szaharából származik. A sivatagi por gyakori lerakódását figyelték meg Kínában is (LIU T.–YUAN B. 1987). FEDOROVICH (1972) szerint az űrrepülések fényképfelvételei is bizonyítják a sivatagokból kihordott por nagy tömegét. Kazahsztánban a porviharos napok száma évente 40–90, a keleti Tarim-medencében még ennél is többet jeleztek.

Felvetődik a kérdés, hogy ha a por (a lösz kvarcsemcséi) a sivatagokból származnak, akkor a pleisztocén előtt miért nem alakultak ki löszök?

Bár a sivatagok FEDOROVICS szerint nagyon tartós képződmények, amelyek a másod- és harmadkorban is léteztek, a közép- és belső-ázsiai sivatagok a pliocén végéig szubtropikus, szavanna jellegűek voltak. A pliocén végétől az éghajlat mérséklődik, kontinentális jellegűvé változik. A szavanna jellegű sivatagok peremén vöröstalaj-képződés volt jellemző. Ezzel szemben a pleisztocénban a sivatagok peremén szürkés és szürkésbarna talajok jöttek létre.

FEDOROVICS világosan látta, hogy a sivatagokból származó por a pliocén előtti időszakban nem alakulhatott át lösszé, vagy nem alakulhatott belőle lösz, mivel más zonális éghajlati körülmények uralkodtak, csak a pleisztocénban volt olyan klíma, amely löszképződést eredményezett. KES A. S.–FEDOROVICH B. A. (1975), akik a lösz poranyagát a sivatagból származtatták, nyomatékosan hangsúlyozták, hogy a szél által lerakott anyag csak meghatározott földrajzi környezetben eredményez löszképződést.

Az orosz kutatók egy része a zonális talajképződésnek fontos szerepet tulajdonít a lösz és a löszhöz hasonló képződmények kialakulásában. Felfogásuk azonban nem egészen azonos a BERG-féle „in situ” lösszéválás elméletével. KES–FEDOROVICH (1975), ill. KES A. S. (1984) szerint a por lerakódása és a talajképződés folyamata együttesen játszódik le. Úgy értelmezik, hogy a szárazabb, hidegebb periódusokban a talajképződés másodrendű, nem szignifikáns. A nedvesebb szakaszokban szerintük kevesebb por rakódik le és ez időszakban a talajképződés dominál.

Vannak, akik a lösz ásványi anyagát a sivatagokból származtatják és azon a véleményen vannak, hogy *a lösz csupán pleisztocén periglaciálisokhoz fűződő fosszilis jelenség*. Kétségtelen, hogy az egykori periglaciális zóna menti löszök főként a pleisztocénben képződtek. A jelenkori löszképződés ez utóbbi zónában alárendelt jelentőségű. Ezt azzal magyarázzák, hogy a jelenkori klímaviszonyok mellett ebben a zónában a morénák és a sandrok felszíne nem szolgáltat elegendő port. A sivatagok pora pedig az erdőzónában, az erdős-sztyepen talajjá alakulhat át. Ugyancsak a mai csernozjom zónában Ukrajna területén mintegy 1,5 m vastag csernozjom az elmúlt 7000 év során alakult ki, vagyis az egész holocén folyamán a hulló porból csernozjom képződött (GERASIMOV I. P. 1964).

Az előbbiekkal szemben vannak, akik a jelenkori löszképződést egyes földrajzi zónákban lehetségesnek tartják. Dél-Ukrajnában pl. a száraz sztyep zónában az Odessza melletti Olviopol város romjain mintegy 1,5 m vastag lösz képződött 1500 év elteltével (FEDOROVICH 1972). E szerint a sztyepzóna déli részén is intenzív löszképződés játszódik ma le. A kínai löszkutatók is mintegy 1,5–2,0 m vastagságú lösz észleltek a

Kínai-löszfennsíkon, ahol jelenkori cserépkultúra maradványai temetődtek el. Ezt a 1,5–2 méteres holocén lösz, amely talajképződéstől is érintett, nevezik „Potou lösznek” (LIU T.— YUAN B.1987). PÉWÉ T.L. (1968) pedig Alaskából tudósít jelenkori löszképződésről.

FEDOROVICS a jelenkori löszképződési folyamatot a mai félsivatagi és sivatagi zóna peremén még intenzívebb folyamatnak tételezi fel, különösen ott, ahol a porviharok évi átlaga a 70 napot is eléri. Szerinte a sivatagokban, ahol az átlagos szélsősebesség 4,5–5,0 m/sec, ott homokkihordás, defláció a jellegzetes. A sivatagok, félsivatagok azon zónájában, ahol az átlagos évi szélsősebesség 4,0–2,5 m/sec, ott futóhomok képződik. S ezentúl a sivatagok peremén, a féligszáraz zónákban, ahol az átlagos évi szélsősebesség 2,5 m/sec vagy az alatt van, ott por halmozódik fel. Ez szerinte a mai löszképződés potenciális zónája.

SMALLEY–VITA-FINZI (1968) ezzel szemben azon a véleményen van, hogy a sivatagok homokjában nincs annyi finom kvarcfrakció, amennyi ahhoz kellene, hogy a nagykiterjedésű löszvidékek kvarcsemcséi innen származtathatók lennének. Ha pedig ilyen mennyiségben ez előfordul, akkor azt a környező magas hegységek gleccserei produkálták és fluvioglaciális, valamint folyóvízi szállítással kerültek a sivatagokba, mint pl. Közép- és Belső-Ázsia sivatagjai esetében. Erre bizonyítékként azt hozzák fel, hogy a zonális sivatagok peremén (a Szaharában és Ausztráliában) nem fordul elő számottevő löszzóna. A homokszemcsék szállítódásának folyamatában ütközéssel nem képződik annyi finom kvarcsemcsé, hogy nagyobb löszterületek kialakulhassanak, mint pl. az izraeli Negev lösze esetében. A kínai lösz óriási mennyiségű kvarcanyagát szerintük nem lehet mind a sivatagból származtatni. SMALLEY eredetileg azokra a szovjet és más országok löszkutatóira hivatkozik, akik a hideg lösz elmélet támogatói és a lösz szemnagyság kialakítását a fagy, ill. a gleccserjég tevékenységére vezetik vissza. Vitatja YAALON D.H.–DAN J. (1974), továbbá BRUNNACKER K. (1974) álláspontját, miszerint a Mediterraneum környéki löszök mind sivatagi eredetűek lennének. Ugyancsak utal PENCK-re, aki a nagy sivatagok környéki, pl. a Szahara környéki löszöveget hiányát emlegeti. A sivatag szerinte tehát nem lehet elsődleges löszszemnagyság-produkáló terület. Ugyanakkor nem ismeri fel azt, hogy a lösz kialakulásához valamiféle megfelelő klímazonális környezeti feltételek is szükségesek.

A lösz ásványi anyagának túlnyomó részét képező kvarcsemcsék eredetének a megnyugtató magyarázata még máig sem került nyugvópontra.

5.4. KÍSÉRLETEK A LÖSZ KVARCSEMCSÉI EREDETÉNEK ÉS LERAKÓDÁSÁNAK MAGYARÁZATÁRA

A lösz származását magyarázó elméletek egyik mindig visszatérő problémája, hogyan keletkezik a lösz túlnyomó részét alkotó 10–50 mikron nagyságú *kvarcsemcsé*.

Az alapkérdés tehát az, hogyan jön létre olyan hatalmas mennyiségű kőzetliszt, ill. kvarcsemce?

A meleg lösz elmélet hívei egyszerűen a sivatagok homokjában levő kvarcporszemcsékkel számolnak, melyeket a porviharok szállítanak és halmoznak fel a sivatagon kívüli zónában.

Mások szerint a fagyaprózódás végső terméke a durva kőzetliszt szemmagyság, melyet kísérletileg is igyekeznek bizonyítani. A hideg glaciális klímák fagyaprózódását teszik felelőssé a lösz szemmagyság kellő mennyiségű kialakulásáért.

Ismét mások hangsúlyozzák, hogy a gleccserjég aprózta fel a kőzettörmelékét az említett szemcseméretre, amelyet a gleccser olvadékvizek a fluvioglaciális hordalékokban halmoztak fel.

Végül nem kevesek szerint a folyók hordalékában is találni elegendő mennyiségű és méretű kvarcsemcsét. A löszfrakciót tehát részben a folyók a magas hegységi zónában felaprózott kőzettörmelékből szállítják tova, ill. a folyók árvillei idején az ártérre rakódik le. Egyesek ezt a folyamatot összekapcsolják a fluvioglaciális hordalékok szállításával és felhalmozásával.

A talajképződési elmélet képviselői a lösz sajátos szemcseösszetétele kialakulását részben fagy okozta fizikai, részben biokémiai aprózódással, helyben végbemenő folyamattal magyarázzák. Szerintük a durvább szemcsék a fagyás és talajképződés során részben aprózódnak, részben pedig az agyagszemcsék a lösz szemmagyság tartományába koagulálnak, aggregálódnak.

A durva kőzetliszt szemmagyság formálódásának mechanizmusait egyes kutatók kombinálják, tehát az anyag származása szerintük többféle, lehet tehát poligenetikus is, míg mások csak egy folyamat domináló szerepét tételezik fel.

A szemcsealak és szemcsemagyság kialakulásával, illetve annak számbajöhető forrásvidékeivel az utóbbi időben SMALLEY–VITA–FINZI (1968) újból foglalkoztak. Szerintük kvarcreszecskek a végső felhalmozódásukig többszörös szállításon mentek át és különböző forrásvidékekről származhattak, dominálónak tartják azonban a gleccserek tevékenységét, miként korábban TUTKOVSKIJ P.A.(1899) is tette.Értelmezésük szerint a lösz klasztikus üledék, és definíciójukban három tényezőt hangsúlyoznak:

1. durva kőzetliszt szemcsemagyságú kvarcreszecskek keletkezését,
2. ezek eolikus felhalmozódását,
3. bonyolult, többszöri szállítást és lerakódást, ismételt áthalmozódást.

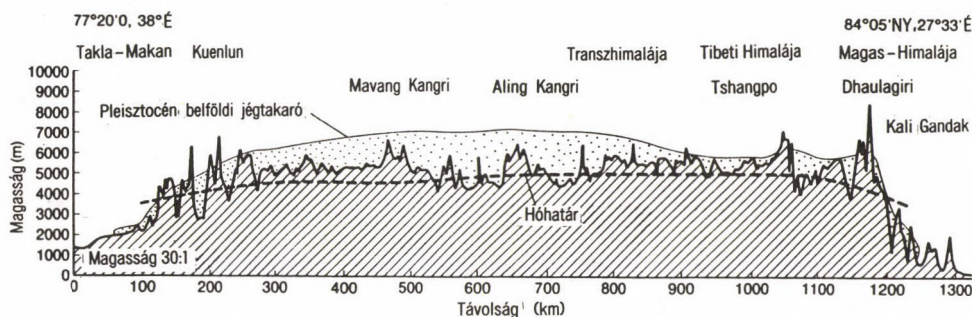
SMALLEY az „öslösz” (Urlöb) fogalmat hangsúlyozta ki. Ez szerinte a jégtakaró peremén formálódott ki a löszképződés első szakaszaként. Ez az anyag utólagosan áthalmozódik és egy más löszüledék képződik belőle, amelyet tehát már nem lehet öslösznek nevezni. Az ukrainai lösz is ilyen öslösz, de a Duna-medencebeli, közép-ázsiai és a nyugat-sibériai nem. Öslösz Észak-Amerikában a Great Plains lösze, viszont a Mississippi völgyében áthalmozott lösz nem öslösz.

SMALLEY szerint a kvarcsemcséket gleccser őrlő hatása hozza létre elsődlegesen, az eolikus folyamatok tovább szállítják, valamely helyen lerakják, de a szemcsék végső elterítésében dominálnak a folyók.

A kínai löszkutatók nagy része a belső-ázsiai sivatagok poranyagából származtatják a Kínai-löszfennsík anyagát. SMALLEY-ék ezzel szemben a Kínai-löszfennsík ásványi anyagának eredeti származását itt is a magashegységi gleccserek tevékenységéhez kötik. Egyes glaciológusok újabban arra utalnak, hogy a Tibet-fennsíkot legalább is a felsőpleisztocénban hatalmas jégsapka fedte be (KUHLE M. 1988., 78. ábra).

Az az elgondolás, hogy az anticiklonális szelek és a folyóvizek együttműködve szállították a lösz ásványi anyagát a sivatagba, majd onnan a sivatagperemi zónákba és ott felhalmozták, tulajdonképpen egy lehetséges kombinációja a glaciális és a sivatagi, vagyis a „hideg és a meleg lösz” elméleteknek.

SMALLEY és KRINSLEY (1978) szerint az izraeli löszök kialakulásának a példája nem ad elegendő okot arra, hogy a sivatagi porból származtassák a szilt nagyságú szemcsék túlnyomórészét. Úgy vélik, hogy



78. ábra. A Tibeti-fennsík eljegesedése. KUHLE M. (1988) szerint a Tibeti-fennsíkot legalább az utolsó glaciális alatt jégsapka fedte el. Mások kutatásai szerint azonban csak a hegységláncokat borították gleccserek

a sivatagi homokban nem formálódik elegendő durva homoklisztes kvarc (szilt) a lösz alapanyagának felhalmozására. A Taskent lösz példájával élve hangsúlyozzák, hogy annak kvarcanyaga végső soron a sivatagból származik, de a szemcsék nagy része a magas hegységekben a fagyás és a glaciális tevékenység hatására alakult ki és onnan került a sivatagba. Tehát a sivatag egy közbeni állomás és nem eredeti forrása a szilt frakciónak. Ezt a nézetet tulajdonképpen RICHTHOFEN vetette fel először.

SMALLEY (1975b, 1980a) 9–10 stádiummal tudta megmagyarázni azt, hogyan kerül a szilt a lerakódási helyére (29.táblázat).

29. táblázat. Lösskeletkezési modell (SMALLEY I.J. 1966 szerint — egyszerűsítve).

| Stádiumok | Folyamatok |
|----------------|--|
| P ₁ | Gleccsertevékenység által képződött kvarcsezemcsék |
| T ₁ | Gleccsertej által szállított közettörmelék |
| D ₁ | Gleccser- és olvadákvíz által felhalmozódott üledék |
| T ₂ | Sziltfrakció kifúvása |
| D ₂ | Lössüledék képződése: elsődleges lösz |
| T ₃ | Folyóvízi szállítás, az elsődleges lösz eróziója |
| D ₃ | Ártéri lerakódás: másodlagos lösz |
| T ₄ | Eolikus szállítás, anyag kiszállítás az ártéri területről |
| D ₄ | Löss lerakódása, löszképződés, a második ciklus elsődleges lösze |

P = porképződés; T = szállítás; D = lerakódás

A legnagyobb áthalmozódást a folyóvíz és a szél végzi, kétszeres, illetve többszörös áthordással. Az üledék formálódásában tehát több jelentős esemény ismerhető fel és SMALLEY szerint nincsen egy teljesen szignifikáns esemény. SMALLEY-ék a fenti elméletet 1966-tól több különböző tanulmányban és eltérő formában fejtették ki. Időközben az elmélet is változott, mert kritikát, vitát váltott ki (SMALLEY 1966, 1970b, 1975b, 1977, 1980a, SMALLEY I.J.–VITA-FINZI 1968, továbbá SMALLEY és társai 1973). SMALLEY-ék tulajdonképpen hidat akartak építeni a tisztán eolikus úton származtatott porfelhalmozódás elmélete, a folyóvíz, a gleccser és a fluvioglaciális elméletek hívei

között. Megismerve az orosz, ill. szovjet irodalmat, részletesen foglalkoztak az eluviális talajképződési elmélettel is, amellyel azonban nehezen találunk közös alapot. Ennek ellenére a BERG-féle elmélet is hatást gyakorolt rájuk. Elméletük lényege végső soron mégis az, hogy megőrizték az ún. primér lösz, őslösz fogalmát, melynek ásványi anyagát döntően a szél halmozta fel.

Tömören az álláspontjuk az, hogy az eolikus úton felhalmozott poranyag minden olyan tulajdonságot magában hordozhat, amely a lösz karakterének magyarázatához szükséges.

SMALLEY nem tagadja a posztszedimentációs folyamatok jelentőségét, vagyis az ún. lösszéválási folyamatot, ezt azonban nem tartja döntő tényezőnek. Különböző helyeken kifejtett elméletében modellt állít fel a nagyobb löszvidékek kialakulásának magyarázatára. Így az ő stádiumai változó elemeket, szakaszokat tartalmaznak, pl. a kínai löszre (29. táblázat), amelyet a Sárga-folyó tevékenysége, hordalékszállító képessége hozott létre. Hasonló, de nem azonos modellt dolgozott ki a Mississipp mentén a löszök, az Alpok előtere, a Rajna-, a Duna-, a Pó- és a Rhône-medencék löszének eredetére is.

SMALLEY-ék elméletét is nagyon meghatározta az a körülmény, hogy a nagy folyók völgye és medencéi a löszök elterjedésével nagyon szoros kapcsolatban állnak. Ezért a folyók anyagszállító tevékenységét is be kellett kalkulálni a „stádiumokba”. De az ásvány részecskéit a folyók mentéről ismét a szél szállította a lerakódási helyre, és pedig hivatkozva arra, hogy a folyók mentén általában a legvastagabb a lösz és a folyóktól távolodva a lösz vékonyodik.

A SMALLEY-féle modell tehát az eredeti löszöket négy, az áttelepített második ciklusú löszöket pedig újabb négy eseménnyel magyarázza. Ez a modelljének legegyszerűbb változata, mert esetenként még további áttelepülésről is szól.

A fentebb elmondott eseménysorozat tehát legalább 9 tételből áll, mely alapvetően a hideg löszök keletkezésének magyarázata. A meleg löszök keletkezését ugyanezen eseménysorozatokkal hozzák kapcsolatba, csak a folyóvizek a hordalékot a sivatag peremére szállítják, majd a helyi szelek a finom kvarcsczemcséket a sivatagból telepítik vissza a hegységi előterekbe, ahol lösszé formálódnak.

Ez az elmélet szofisztikus, empirikus jellegű, a szándék benne az, hogy megőrizze az eolikus úton való anyagfelhalmozódás döntő jellegét, továbbá hogy hidat építsen a különböző transzportáló folyamatokat hirdető elméletek között. Ez az elmélet túl sok feltételt tartalmaz, amelyek bizonyítására csak formális logikai alap van. A teraszmorfológusok és szedimentológusok között régóta ismert az a tény, hogy a kvarckavics, ill. a kavicsos üledékek, kvarchomokok igen hosszú életűek. A különböző geológiai korokban képződött, lerakódott kvarchomokok, eltérő folyamatok által később, több ízben áttelepültek az eredeti helyükről. Nehéz lenne felsorolni valamennyi lehetséges stádiumot és folyamatot a paleogeográfiai múltból az ilyen üledékek szemcséinek kialakulásával kapcsolatban.

Sajátos elemnek látjuk a SMALLEY-féle modellben az elsődleges lösz, a másodlagos lösz és a második ciklusú elsődleges lösz felfogást, vagyis azt, hogy egy második ciklusban áttelepített lösz eolikus primér löszként értelmez. Úgy véljük, hogy ilyen második ciklusú primér löszréteg a lösszszelvényekben gyakorta előfordul, nemcsak a nagy löszvidékekről mosódik át a lösz más területekre, hanem a primér löszvidékek lösze,

a primér lösz területen belül a lejtőn mozog át, halmozódik fel újra és gyakran megkülönböztethetetlen módon hasonlított a környező, ún. elsődleges löszhöz. A különbség ez utóbbi másodlagos lösz és a SMALLEY-féle második ciklusú primér lösz között az, hogy a második ciklusban a lejtőleemosás, a hóolvadás hatására áttelepülő anyag közvetlenül lösszé tud formálódni és nem szükséges újabb eolikus szállítás és lerakódás feltételezése (lásd RICHTHOFEN löszkeletkezési modell esetében is).

Túlzásnak tartjuk SMALLEY-ék azon törekvését, hogy a lösz szóban forgó kvarcsezemcséit döntően gleccserörleménynek tartják, ill. a fagyaprózódás produkciójaként értelmezik.

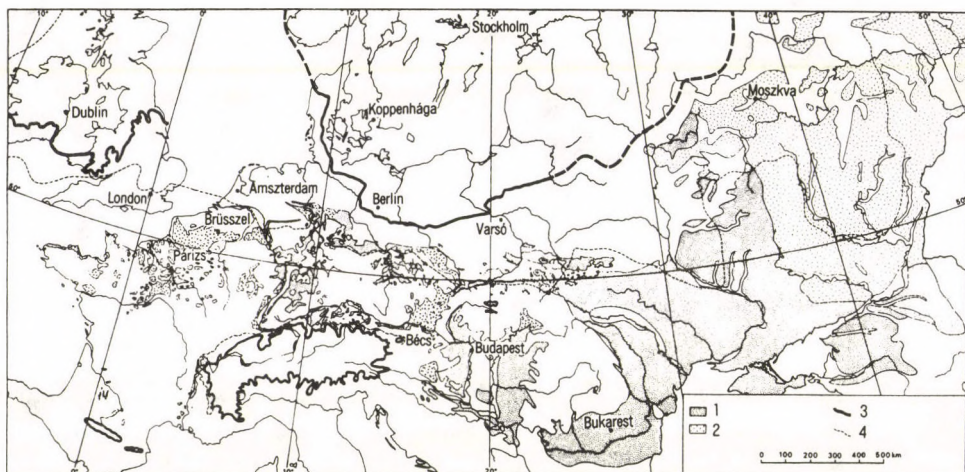
5.4.1. HARMADIDŐSZAKI MOLASZ, MINT A MEDENCEBELI LÖSZÖK ÁSVÁNYI ANYAGÁNAK EGYIK FORRÁSA

Az egyes medencék (pl. a Duna-medencék) és hegységi előterek (pl. Kárpátok) löszei kvarcsezemcséinek túlnyomó része ugyanis a nagy vastagságú harmadidőszaki flis, ill. molasz képződményekből is származhatott (PÉCSI M. 1967b, CEGLA J. és társai 1971).

Észak-Amerikában LUGN A.L. (1969), RUHE R.V.–OLSON C.G. (1977) is hivatkoztak arra, hogy a lösz poranyagának, kvarcsezemcséinek a forrása az új harmadidőszaki Ogallala formáció. SMALLEY ismételt arra tér vissza, hogy a lösz alapanyagát a Duna az alpi gleccserek finom közettörmelékéből szállította a Kárpát-medencébe, sőt azon túl az Alsó-Duna-medencébe is (SMALLEY I. J.–LEACH J. A. 1978). A kutatók, akik a löszök ásványtani vizsgálatát is elvégezték, egyetértenek abban, hogy a löszök nehézasványai elsősorban helyi eredetűek és a Duna vízgyűjtő területe hordalékanyagából származnak (MOLNÁR B. 1970, CODARCEA V.–BANDRABUR T. 1984). Hogy ez az anyag mind a pleisztocén során került-e a gleccserek felaprózta kvarcanyagból a löszökbe és milyen arányban, ez vita tárgya lehet. Kétségtelen azonban az, hogy a lösz ásványtani összetétele a Pannon-medencében jobbra a helyi harmadkori, negyedkori üledékeknek az ásványtani spektrumát mutatja. SMALLEY — LEACH (1978) is elismeri, hogy a löszök ásványi anyaga a Pannon-medencében, ezen belül Magyarországon nem csupán a gleccser örölte közettörmelékéből származtatható.

5.5. LÖSZÖK ÉS LÖSZSZERŰ KÉPZŐDMÉNYEK OSZTÁLYOZÁSA EURÓPA LÖSZTÉRKÉPÉN

A Nemzetközi Negyedkorkutató Unió Lösz Bizottsága már a 60-as évek közepén célul tűzte ki, hogy Európa lösztípusait felméri és azokat 2,5 milliós térképen közzéteszi. A GRAHMANN R. (1932) által készített Európa lösztévképen két térképezési egység volt megkülönböztethető, a lösz és löszvályog egy kategóriában, a második löszszerű takaróüledék (79. ábra). E mellett megkülönböztette három kategóriában a löszök vastagságát is (1–5 m, 5–10 m és 10 m fölött).



79. ábra. A lösz elterjedése Európában (GRAHMANN R. 1932)

1 = lösz és löszvályog; 2 = lösz jellegű fedőképződmény; 3 = az utolsó eljegesedés határa; 4 = a maximális eljegesedés határa

A 40-es és 50-es évek során végzett geológiai térképezések kapcsán az egyes országokban további löszváltozatokat, löszfácieseket különítettek el. SÜMEGHY J. (1944, 1947, 1955) az Alföldön, a Tisza és a Duna menti alacsony síkságon ártéri lösz (infúziós lösz), az alacsony ármentes szinteken pedig ún. „alföldi lösz”-t különböztetett meg. Ugyancsak elkülönítette a medence belsejében előforduló típusos löszről a medence peremeken, főként a kelet-alpi előtérben lévő „barna lösz”-t. A Dunántúli-dombságon völgyekkel sűrűn tagolt löszfelszínen jelentős kiterjedést mutatnak a lejtővel párhuzamosan települő és rétegzett lejtőlöszök, melyeket id. LÓCZY L. (1913) mint „völgyi löszöket” különített el.

A barna lösz fáciest az Alpok keleti peremén FINK J. (1956) írta le és „Staublehmnek” nevezte. Az előzőektől függetlenül BRUNNACKER K. (1956) a bajor térség löszének egész sorozatát, fáciés változatait különböztette meg a típusos löszről a vályogig.

Kelet-Németországban is különböző löszváltozatokat térképeztek, a lösz, a homokos lösz és az agyagos lösz mellett a „Staublehm”, mint „lösz derivátumot” különítették el (HAASE G.–LIEBEROTH I.–RUSKE R. 1970).

A Szovjetunió nagy kiterjedésű európai löszvidékein számos löszváltozatot különítettek el (KRASSNOV I.I. 1971, VEKLICH M.F. 1979, VELICHKO A.A. és társai 1986).

Az atlanti klímahatás alatt álló Nyugat-Európában, főként Belgium és Franciaország területén ugyancsak nagy kiterjedést foglalnak el, bár foltszerűek a barna löszök és egy speciális fáciés az ún. „limon à doublets” (PAEPE R.–HOORNE R. 1967, LAUT-

RIDOU J.P. 1977). Míg a mediterrán hatás alatt álló Dél-Franciaországban, a folyók völgyeiben rózsaszínű vályogos löszök is előfordulnak.

Az Alsó-Duna-medencében, a Román-Alföldön az ártéri löszöket az alacsony fekvésű teraszokon (Baragan) elszíneződött agyagos lösz fácies kíséri (CONEA A. 1972). A Prut és a Szeret közötti alacsony vízválasztó hátakon szintén gyakori a löszszerű vályogos képződmény.

Az említett néhány löszváltozat mellett az egyes országokban további fácieseket is megkülönböztettek, gyakran eltérő módon magyarították és különböző helyi megnevezésekkel illették.

Az európai löszkutatók között közel sem alakult ki egységes álláspont a löszök osztályozásáról és ugyancsak sokféle elnevezést alkalmaztak gyakran lényegében hasonló képződményre. Mindez szükségessé tette azt, hogy az Európa lösz térképe elkészítéséhez egy előzetes jelkulcs tervezet, egy előzetes térképezési ajánlás készüljön, amelyet a térkép szűkebb szerkesztőbizottsága vállalt magára FINK, HAASE, VELICKO, PÉCSI és mások közreműködésével. A megfelelő térképezési egységek kiválasztása és egyöntetű nevezéktan használata nem volt könnyű feladat, éveken át tartó megbeszélések és összehasonlító vizsgálatok végzésére volt szükség az egységes jelkulcs megteremtése érdekében, végül is többoldalú kompromisszum született. A kompromisszumok azonban bizonyos nézeteket elfednek és esetleg egyéb jelenségeket túláltalánosítanak.

Végül is a Lösz-Bizottság az előkészítők, szerkesztők javaslatára elfogadta azt, hogy a lösz megnevezésen, a lösz kategórián egy elsődlegesen eolikus származású képződmény értendő. A lösz, mint fő kategória mellett a többi képződményt löszszerű közetnek – litofácies értelemben – különítették el.

A fő térképezési egységnek elfogadott lösz (típusos lösz, ill. primér, eolikus lösz) szintén kompromisszum eredménye. A vastag lösztakaró, amelyik fiatalabb és idősebb löszöket is magába zár, főként dombságokon és völgyek lejtőin mindig több-kevesebb homok-, homokos lösz-, vályogos löszréteget is magába zár, ezek egy része (helyenként feltárások rétegeinek a fele) rétegzett, lejtőn át mozgott, ún. másodlagos lösz. Gyakran a domborzati viszonyoktól is függően több 10 m vastagságban ún. *völgyi löszök* térben is elkülönülnek, máshol azonban csak közberétegződnek. Ezeket a közberétegzett, vagy térben keskeny pásztákban elkülönülő, nem eolikus felhalmozódású löszrétegeket, ill. lösztesteket nem lehet a típusos löszről különválasztani, külön térképezni, ennek következtében a poligenetikus löszkötegek egy térképezési egységként, az eolikus löszkategóriába kerültek. Ez a kompromisszumos löszkategória azonban nem jelenti azt, hogy a gyakran több tucat m vastagságú, több fosszilis talajjal, homokkal és a lösz más fáciesével tagolt löszsorozat egésze egyértelműen eolikus, primér felhalmozódású lösz lenne.

A lösz az eltérő domborzati és éghajlati viszonyok között különböző változatokat mutat, ill. a lösszéválást követő időszakok alatt jelentős átalakulást szenvedett. E különböző változatok megjelölésére a szerkesztő bizottság néhány tagja (HAASE, RUSKE, LIEBEROTH, RICHTER) a „löszderivátum” megjelölést, mint összefoglaló nevet javasolta, amelyet a Bizottság elfogadott.

Végül is a Bizottság a lösz és löszszerű üledékek Európa térképén 14 térképezési egységet különböztetett meg, amelyekhez kiegészítő kategóriaként a futóhomokot és lepelhomokot kapcsolták. Így a térképezett egységek száma összesen 16, melyeket csoportokba soroltak:

A lösz három térképezési egységként szerepel:

- (1) lösz 5 méternél vastagabb,
- (2) lösz 5 méternél vékonyabb és
- (3) lösz foltszerű elterjedésben.

Szemcseösszetételre nézve uralkodó (a 20–60 mikron, ill. a 10–50 mikron) a durva szilt (a durva kőzetliszt). A típusos lösz rendszerint rétegzetlen, meszes, kapilláris szerkezetű, színe száraz állapotban sárga, barnássárga (10 YR 6-7/3-4, részben 2,5). Szinonim megnevezések: típusos lösz, eolikus lösz, primér lösz.

Megjegyzendő, hogy a vastag lösztakarók esetében a felszínen előforduló képződmény kerül feltüntetésre a térképen, függetlenül attól, hogy a mélyebb rétegekben esetleg más löszváltozatok is dominálhatnak.

(4) *Derázis lösz* :

Szemcseösszetétele hasonló a típusos löszéhez (20–60, ill. 10-50 mikron), ez a durva kőzetliszt a térfogatsúlynak mintegy 50 %-át képviseli. E lösztípus gyengén rétegzett a szoliflukció, a lejtőleomosás eredményeként. Meszes, porózus, kapilláris szerkezetű, színe sárga, sárgásbarna (10 YR 6-7/3-4). Szinonim megjelölések: lejtőlösz, finoman rétegzett lösz, völgyi lösz stb.

E lösztípust legrészletesebben Magyarországon a Dunántúli-dombság löszsein tanulmányozták. A gyenge lejtőleomosással, szoliflukcióval és más lassú lejtős tömegmozgással – PÉCSI M. (1966a, 1967b) szerint összefoglalva derázisóval – áttelepített lösz képviseli.

Helyenként lejtős felszínen, derázis völgyekben (dellékben) önállóan is térképezhető.

(5) *Agyagos lösz*:

Szemcseösszetételében a 20–60, ill. 10–50 mikron az uralkodó, de emellett 25–30 súly% agyagfrakciót tartalmaz, többnyire rétegzetlen, közepesen porózus, kapilláris szerkezetű és meszes, színében löszhöz hasonló, esetleg valamivel sötétebb.

(6) *Homokos lösz*:

Szemcseösszetételben a térfogatsúly 40–50 %-a durva kőzetliszt, emellett közepes és finom homok, mintegy 20–30 %-ban fordul elő benne. Van olyan típus, amelynél a szemcseeloszlási görbe két csúcsot mutat. Hasonlóképpen van durva kőzetliszt, finom homok és durva homok keverékből álló homokos lösz, amely egy csúcsot képez a szemcseösszetételi görbén. Többnyire rétegzetlen, meszes, mindig durvább pórusú, mint a lösz, színe a löszhöz hasonló. Változatai: homokos lösz, löszös homok.

Barna lösz:

- (7) 5 méternél vastagabb,
- (8) 5 méternél vékonyabb,
- (9) foltszerű elterjedésben.

E kategória jellemzője, hogy a szemcseösszetételben a durva kőzetliszt az uralkodó, a 2 mikronnál kisebb agyagtartalom több, mint a löszben, mésztelen, kapillaritása gyenge, színe barna, száraz állapotban barnássárga (10 YR 6-7/4-8).

Többnyire lemezes szerkezetű. Változatai: löszvályog, deluviális lösz, lejtőlösz, barnaföld, limon à doublets, szuglinok.

Löszderivátum:

(10) folyamatos elterjedésben,

(11) foltszerű elterjedésben.

Összefoglaló megnevezése azon uralkodóan primér löszöknek, amelyek utólagos mállás, pedogenezis hatására elváltoztak. A lösznél agyagosabb, többnyire mészmentes, részben meszes másodlagos folyamatok hatására, tömör vagy rétegzett, szerkezete gyakran prizmás, vagy blokkos, színe barnás, általában sötétebb, mint a lösz, többnyire erősen foltos. Változatai: löszvályog (Staublehm, Decklehm), glejlösz, részben a szuglinok (Szovjetunióban), löszszerű üledék, löszhöz hasonló kőzet (FINK és társai 1977, FINK J. 1976).

E löszváltozatot Európa löszterképén elsősorban úgy értelmezik, hogy a lösz helyben (in situ, autochton) elváltozott a különböző paleogeográfiai viszonyok és folyamatok hatására. Véleményem szerint azonban e kategória alatt térképezett löszderivátum esetenként a lösznek egy szingenetikus változata, mely eredetileg sem volt lösz, mert az adott helyen a löszképződés feltételei nem voltak teljes mértékben adottak.

Löszderivátum törmelékkal:

(12) folyamatos elterjedésben,

(13) foltszerű elterjedésben.

Szemcseösszetétele változó, a durva kőzetliszt átmérőjű szemcsék 30–40 %-ban szerepelnek, mellettük homok, agyag és elszórtan durva kőzettörmelék jellemzi, mely helyenként ismétlődő vékony rétegekben fordul elő.

Ez a kategória az áttelepített löszderivátumokat foglalja össze, amelyekbe durva törmelék keveredett. A karbonáttartalma változó, helyenként mészmentes, tömött és rétegzett. Az üledék színe sötétebb, mint a barna löszé. Változatai: krioturbációs lösz, szoliflukciós lösz, hegyi lösz, törmelékes lösz.

A törmelékes löszderivátum — tapasztalataim szerint — nemcsak a löszderivátumok áttelepített változatát foglalja magába, hanem szerepelhet e csoportban bármely más áthalmazott löszváltozat, amely talajjal, homokkal, kőzettörmelékkal összekeveredett. Szemcseösszetételre nézve a kevésbé osztályozott löszszerű üledékekhez tartozik. Az ilyen löszderivátumok előfordulnak önállóan is, vagy a löszsorozat egyes, vagy ismétlődő rétegeiként is. Ezért van az, hogy esetenként a törmelékes löszderivátumokat is a löszsorozathoz, ill. a löszös üledékek közé sorolják (lösz-és talajhordalék).

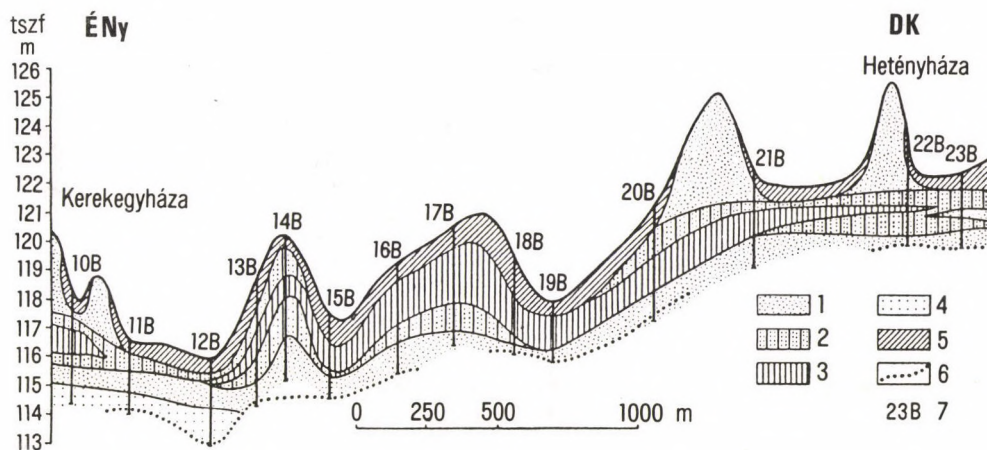
(14) Löszszerű ártéri üledék:

Uralkodóan durva kőzetliszt tartalmú üledék, helyenként finom homok és agyag tartalommal, a szemcseösszetételében a 10–50 mikron az uralkodó, rétegzett, vagy rétegzetlen, helyenként tömörebb, mint a lösz, meszes, pórustérfogata kisebb, mint a löszé, szerkezete a löszhöz hasonló, talajvízhez közeli helyzetben szürkéssárga és foltos.



80. ábra. A lösz elterjedése Magyarországon (PÉCSI M. 1987c)

1 = tipikus lösz; 2 = homokos lösz; 3 = deráziós lösz (lejtőlössz); 4 = barna lösz hézagos elterjedésben; 5 = barna lösz; 6 = löszszármazékok, löszvályog; 7 = aluviális löszszerű üledékek (infúziós lösz); 8 = infúziós lösz (holocén); 9 = futóhomok; 10 = középhegység; 11 = holocén folyóvízi üledékek



81. ábra. Lösszel fedett buckahomok Kecskemét körzetében (FRANYÓ F. 1961)

1 = futóhomok; 2 = homokos lösz; 3 = lösz; 4 = folyóvízi homok; 5 = csernozjom; 6 = talajvízszint; 7 = fúrások

Szinonimái: alluviális lösz, infúziós lösz, alföldi lösz, bara lösz (Jugoszláviában), baragan lösz (Romániában).

Nagy kiterjedésben fordul elő a Középső-Duna-medencében (Magyarország, Jugoszlávia alacsony fekvésű síkságain), de jelentős kiterjedésű az Alsó-Duna-medencében (Románia területén). A radiokarbon vizsgálatok szerint kora 16–22 ezer év (PÉCSI M. és társai 1979a). Előfordul a Bécsei-medencében is alacsonyabb teraszon (Práter terasz), itt sekélyebb vastagságú (1 m), mint a Kárpát-medencében, ahol helyenként 2–4 m vastag.

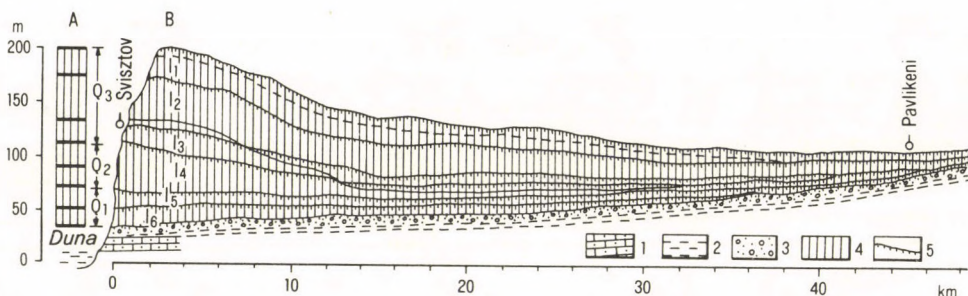
(15, 16) Futóhomok és lepelhomok:

A szemcseméret túlnyomó részben 200 és 500 mikron között van, szerkezet nélküli, többnyire homokbuckákat, helyenként vékony homokleplet formáló. Előfordul meszes és mésztelen változatban egyaránt. Egyes területeken, mint pl. Magyarországon a Duna–Tisza között a futóhomok-, ill. a lepelhomok-felszíneken vékony 0,5–1,5 m homokos löszköpeny telepszik, melyet élesen elválasztani a löszfoltoktól nem is lehet. Ahol azonban a homokfelszíneken a löszös homok vastagsága az 1 métert meghaladja, ott homokos lösz került térképezésre (pl. Kecskemét környékén, 80., 81. ábra).

Meg kell jegyezni, hogy Európa löszterképén az ábrázolt löszfajták, elsősorban a löszszerű képződmények nagyobb elterjedésben, ill. nagyobb részletezéssel kerültek ábrázolásra, mint egyes országok geológiai térképein, vagy éppenséggel a nemzetközi földtani térképeken. Ez természetesen fakad abból a körülményből is, hogy a löszkutatók jóindulattal átfogóbb képet kívántak nyújtani a löszszerű képződmények családjáról. Azok a térképezési egységek, amelyek Európa löszterképén foltszerű elterjedésben mutatják a lösz, vagy lösz derivátumokat, nagyobb részben más geológiai térképeken nem is szerepelnek (példaként l. 82. ábra).

A lösz vastagságának ábrázolása is meglehetősen általánosított, mert az idevonatkozó adatok nagyon hiányosak. Természetesen vannak területek, ahonnan 50–80 m vastag löszök is ismeretesek, főként fúrások alapján, mint pl. Magyarországon, Jugoszláviában, Bulgáriában, továbbá Moldávia és Ukrajna déli részein. Ezek pontos elhatárolása azonban nem volt lehetséges.

Egy jellegzetességet a löszvastagsággal kapcsolatban itt is meg kell említeni, mégpedig azt, hogy a legvastagabb löszök rendszerint a nagyobb folyók mentén találhatók és a folyótól távolodva a lösz vastagsága csökken (83. ábra).



83. ábra. Löszszelvény keresztmetszete Észak-Bulgáriában a Dunától délre fekvő Svisztov és Pavlikeni között (STOILOV K.G. 1984)

A = svisztovi löszszelvény; B = a löszrétegek számának és vastagságának csökkenése a Dunától való távolsággal. 1 = kréta mészkő; 2 = pleisztocén előtti agyag; 3 = idős pleisztocén kavicsmező; 4 = löszszintek (l₁–l₆); 5 = paleotalajok

Európa lösz térképe elkészítésében közel száz löszkutató vett részt, sajnos a kéziratot térkép megjelentetése sokat késik. Mindenki igyekezett, hogy a löszökből és löszszerű üledékekből a lehető legtöbbet bemutassák. Egy mintatérkép is készült a közös jelkulcs alapján Magyarországról, amelyet a *Pet. Geogr. Mitteilungen* 1977.3. füzet, ill. a *Quaternary Studies in Hungary* (PÉCSI M. 1982) publikált és e könyvünkhöz is magyar változatban mellékeltek (82. ábra, 1. színes térképmelléklet).

6. LÖSZKRONOLÓGIA

MILANKOVITSCH (1930, 1941) pleisztocén klímanaptára (*1. táblázat 3. oszlop*), ill. PENCK A.–BRÜCKNER E. (1909), SOERGEL W. (1925) kronológiai sémájának a felhasználása alkalmas keretnek tűnt a löszfeltárások kronológiai tagolására. Ezek alapján Magyarországon elsőnek SCHERF E. (1936) tett kísérletet a paksi téglagyár mintegy 50 m-es löszfeltárásának kronosztratigráfiai tagolására. A paksi löszfeltárásban 9 eltemetett talajt és legalább két erodált talajcsonkot határozott meg (*60. ábra*). A löszrétegeket a glaciális, a talajszinteket genetikai típusaiknak megfelelően az interglaciálisokba, ill. interstadiálisokba osztotta. A paksi téglagyár legidősebb löszrétegeit a G glaciálisba, a ma PD₂ jelzésű, 2 m vastag sötétbarna talajt pedig a G-M interglaciálisba sorolta. EBERL, ZEUNER ill. MILANKOVIĆ sémáját alkalmasnak találta a paksi feltárás talajainak és löszkötegeinek kronológiai besorolására a „hideg” és „meleg” szakaszok sorrendjében (*60. ábra*).

SCHERF a paksi löszök és talajok kronosztratigráfiai besorolását táblázat vagy szelvénytípusra nem adta meg. Nem adott minősítést valamennyi talajról, hogy melyek interglaciális, ill. interstadiális klímaszakaszok maradványai. A paleopedológia, ill. paleoklimatológia akkor erre még nem is volt felkészülve.

MILANKOVIĆ klímakalendáriumuk csak *jeges* (hűvös, csapadékos nyarak, átlagos telek) és *jégmentes* (meleg nyarak, száraz telek) *klímaszakaszokat* különböztetett meg és nem adott információt arra, hogy közben milyen egyéb átmeneti klímátípusok és milyen időtartammal váltogatták egymást. Továbbá azt sem értelmezte, hogy 600 ezer évet megelőző – akkor még pliocénnek nevezett – időszakban miért nem volt számottevő eljegesedés, ha a földpályaelemek ingadozásai – ez időszak alatt is – lényegében azonosak voltak.

E kérdés megválaszolására a klimatológus BACSÁK GY. (1940, 1942, 1955) vállalkozott, miközben MILANKOVIĆ elméletének a védelmére kelt. Tovább fejlesztette azt részletes számításaival és MILANKOVIĆ 2 klímaszakasza (jeges, jégmentes) mellett négy klímátípus (glaciális, szubarktikus, antiglaciális, szubtrópusi) meghatározását és azok pontos időbeli tartamát is megadta és megokolta (*1. táblázat 4. oszlop*). Klímátípusainak egymásutánját PILGRIM (1904) a földpályaelemek változásairól adott számításai alapján, egymillió évre visszamenően megadta.

BACSÁK (1942) szerint az elmúlt 600 ezer évben 9 alkalommal volt olyan klíma, amely a *talajképződésnek* kedvezett, ebből kettő erdős-sztyep, ill. száraz sztyep, 7 alkalommal pedig erdőtalaj is képződhetett Közép-Európában (*60. ábra, 30. táblázat*). Számításai az akkori terepi megfigyelésekkel — főleg a paksi löszfeltárásban — megközelítően egyeztek. Az időben ugyanis a löszfeltárásokban csak a markánsan feltűnő talajokat rekonstruálták (*99a. ábra*).

BACSÁK szemléletének és klímátípusainak időbelisége figyelembevételével elsőnek KRIVÁN P. (1955) elemezte a paksi feltárást rétegenként. Meghatározott klímátípusok alatt létrejött löszöket, löszszerű képződményeket, futóhomokot és talajokat

30.táblázat. A pleisztocén eljegesedett, jégmentes, pusztai (löszképző) és erdei korszakainak időrendi táblázata
(BACSÁK Gy. nyomán 1942, átdolgozta BARISS M. 1954-ben)

| Időtartam | Éghajlati időszakok megnevezése | | Eljegesedés | Jégmentes időszak | Hidegszáraz pusztai időszak | Erdei időszak | Bacsák zónaszáma | Scherf számozása |
|-------------------|---|--|--------------------|-------------------|-----------------------------|------------------|------------------|------------------|
| 600 000 — 590 100 | A Günz előtti idő és 5000 év a Günzből | | — | 9900 | — | 9900 | 9 | — |
| 590 100 — 579 700 | A Günz I stadiális az antiglaciális közepéig | | 10 400 | — | 10 400 | — | — | — |
| 579 700 — 548 000 | A Günz I/Günz II interstadiális és 5700 év a Günz II-ből | | — | 31 700 | — | 31 700 | 8 | I. |
| 548 000 — 537 000 | A Günz II stadiális az antiglaciális közepéig | | 11 000 | — | 11 000 | — | — | — |
| 537 000 — 475 700 | Günz/Mindel interglaciális és 5000 év a Mindel I-ből | | — | 61 300 | — | 61 300 | 7 | II. |
| 475 700 — 460 700 | Mindel I stadiális az antiglaciális végéig | | 15 000 | — | 15 000 | — | — | — |
| 460 700 — 433 800 | Mindel I/Mindel II interglaciális és 5000 év a Mindel II-ből | | — | 26 900 | — | 26 900 | 6 | III. |
| 433 800 — 404 000 | Mindel II eljegesedés az elpárolgásig | | 29 800 | — | 29 800 | — | — | — |
| 404 000 — 232 500 | Mindel/Riss interglaciális és 5000 év a Riss I-ből | | — | 171 500 | — | 171 500 | 5 | V. |
| 232 500 — 170 200 | A Riss I stadiális a Riss II antiglaciálisának végéig | A Riss interstadiális a jég átélte. Ennek ellenére, a jégtakaró jelenléte mellett, a 215 800 — 203 800 közti szubtrópusi kilengés 12 000 évig erdei klímát teremtett a periglaciális övön, tehát a 62 300 év 3 részre oszlik | 62 300 | — | 16 700 — 33 600 | — 12 000 — | — 4 — | — VI. — |
| 170 200 — 117 000 | Riss-Würm interglaciális és 5000 év a Würm I-ből | | — | 53 200 | — | 53 200 | 3 | IX. |
| 117 000 — 80 700 | A Würm I stadiális az antiglaciális végéig | 99 700 — 88 200 tartó szubtrópusi kilengés 11 500 évre beerdősít a periglaciális övet, miként a Riss interstadiálisban | 36 300 | — | 16 300 — 8 500 | — 11 500 — | — 2 — | — X. — |
| 80 700 — 75 700 | Rövid jégmentesség a Würm I-II interstadiálisból és 2000 év a Würm II-ből | | — | 5 000 | — | 5 000 | 1 | XI. |
| 75 700 — 11 300 | Würm II és III eljegesedése — interstadiális alatt is — és 5000 év a holocén antiglaciálisból | | 64 400 | — | 64 400 | — | — | — |
| 11 300 — 0 | A holocén antiglaciális többi része és a jelenlegi szubtrópusi kilengés | | — | 11 300 | — | 11 300 | 0 | — |
| | Összesen: | | 229 200 600 000 | 370 800 | 205 700 600 000 | 394 300 | — | — |

különböztetett meg. Kétségtelenül jelentős lösztagolási módszerét még mindig a paleopedológiai ismeretek hiánya gátolta. Ezért Közép-Európa pleisztocén klímátörténeti fejlődéséről a paksi löszfeltárás vizsgálata alapján adott koncepciója további kiegészítéseket igényelt (v.ö. 5. ábra).

Sajnos MILANKOVIĆ, majd BACSÁK által részletesen kidolgozott pleisztocén klímakalendárium felhasználása a lösz kronologizálására, néhány úttörő, megbízható kezdeményezés után (ÁDÁM–MAROSI–SZILÁRD 1954, KRIVÁN 1953, 1955, MIHÁLTZ I. 1953) az ötvenes évek második felétől kezdve Magyarországon is – hosszabb időre – háttérbe szorult. Ennek egyik oka, hogy a kutatók kronológiai problémáik megoldását az akkor kibontakozó radiokarbon elemzésektől, majd pedig a hatvanas évek végén elterjedő paleomágneses vizsgálatoktól remélték. Másik ok, hogy a fosszilis talajok behatóbb kutatása és paleogeográfiai környezetük rekonstruálása terén a tapasztalatok lassan gyarapodtak és még ma sem teljesen egyértelmű, hogy hol, milyen típusú eltemetett talaj képződhetett csak interglaciális, ill. interstadiális vagy éppen glaciális körülmények között.

A Nemzetközi Negyedkorkutató Egyesület (INQUA) 1961. évi varsói kongresszusa alatt a löszsztratigráfiával foglalkozó szakemberek széles köréből bizottság alakult az európai löszök kronologizálására, majd 1969-től kibővült a feladat a Föld valamennyi löszvidékei rétegtanának korrelálására.

A lösz kronológiai tagolása és korrelálása szempontjából az INQUA Lösz Bizottsága két alapvető kérdéscsoportra súlypontosította kutatásait:

1. Típusfeltárások finom rétegtani feldolgozása, beleértve a fosszilis talajok genetikai tipizálását és a különböző löszváltozatok kialakulásának paleogeográfiai rekonstruálását.

2. A különböző abszolút kronológiai módszerek (C-14, TL, paleomágneses és más eljárások) alkalmazása, hogy a lokális típusfeltárások vezérszintjei regionálisan korrelálhatóak legyenek. Jelentősen ösztönözte természetesen a flóra- és faunamaradványok és az ősrégészeti adatok sztratigráfiai értékelését is.

A hatvanas és hetvenes évek két évtizede alatt a Bizottság Európa, Észak-Amerika és Új-Zéland jelentősebb löszvidékeinek sok típusfeltárását tanulmányozta, a helyi szakemberek kutatási tapasztalatára támaszkodva értékelte azokat (FINK J. 1965, 1976, PÉCSI M. 1977).

A világméretű, ill. teljeskörű tapasztalatszerzésre azonban csak a nyolcvanas évek elejétől kerülhetett sor, miután szovjet Közép-Ázsiában (1982) és Kínában (1985, 1988) is lehetővé vált a Föld legkiterjedtebb és legvastagabb löszeinek újabb helyszíni tanulmányozása és kutatáseredményei megismerése.

Az európai löszök típusfeltárásainak feldolgozása és a közös terepbejárások tapasztalatai alapján a Lösz-Bizottság körében kialakult egy bizonyos löszsztratigráfiai szemlélet. E többé-kevésbé általános felfogásból az alábbiakban néhányat kiemelünk:

– a löszrétegeket glaciális, a közöttük levő barna erdőtalajokat interglaciális képződménynek tekintették;

– az erdőssztyep- és sztyeptalajokat, amelyek az esetek többségében az ún. fiatal löszökben fordulnak elő, az interstadiális szakaszokban képződöttnek minősítették;

– a különböző humuszos rétegeket, embrionális humusztalajokat, gyengén agyagos, ill. pedogén nyomokat tartalmazó löszszinteket (pl. az ún. Naßboden-eket), amelyek szintén a fiatal löszökben gyakoribbak, az interstadiális, olykor arktikus tundra körülmények között létrejött talajoknak tekintették.

Ezzel a lösz-paleotalaj sorozat paleogeográfiai értékelése a korábbiakhoz viszonyítva sokat finomodott.

A közben ugyancsak megszorodott abszolút kronológiai és geomorfológiai adatok, pollen-, molluszka-, ősemberi leletek kronológiai értékelésének felhasználásával egészült ki a lösz sztratigráfiai arzenálja.

Problémák, nehézségek a löszök kronológiai tagolásában és főleg korrelálásában továbbra is maradtak, sőt szaporodtak.

A fosszilis talajok paleoökológiai rekonstruálása és (inter)regionális párhuzamosítása még távolról sem megoldott. De nem eléggé tisztáztak a lösz és paleotalajok képződésének viszonylatában a catena különbségek és az egyidejű zonális paleogeográfiai eltérések sem. Nehezíti a löszök sztratigráfiai tagolását — nemcsak az idősebb löszök esetében — az a körülmény, hogy nincs ma sem egyértelmű megállapodás és egységes gyakorlat a glaciálisok, interglaciálisok számának, időtartamának és fogalmának a használatában. A pleisztocén, ill. egyes szakaszai időtartamának „hosszabb”, ill. „rövidebb” megítélése a különböző iskolák szerint hosszú ideje nehezíti a löszös talajsorozatok regionális, ill. globális korrelációját.

Több mint két évtizeden át a MILANKOVIĆ–BACSÁK-féle klímakalendáriumra (1. táblázat 3., 4. oszlopa), mint abszolút kronológiai sémára csupán elvétve támaszkodott a löszkronológia.

6.1. A LÖSZ ÉS A MÉLYTENGERI ÜLEDÉKEK KORRELÁCIÓJA

A hetvenes évek elejétől kezdve a löszkronologizálásban új eljárást vezettek be. KUKLA G. J. (1970, 1975, 1977) az EMILIANI-féle (1966) oxigénizotóp sztratigráfia izotópstádiumait (EMILIANI C. 1966, SHACKLETON N.J.—OPDYKE N.D. 1976, IMBRIE J. és társai 1984), ill. a BROECKER W.S.–VAN DONK J. (1970) által kiszámított *terminációs ciklusokat* vette a pleisztocén kronológia vázának. Az utóbbit mint nagyobb glaciális „*löszciklusokat*” értelmezte (1. táblázat 9. oszlopa). KUKLA ezzel olyan egzakt vázat választott löszkronológiai keretéül, mint amelyet a MILANKOVIĆ–BACSÁK-féle klímakalendárium is nyújtott már négy évtizeddel korábban.

Az egyes *terminációk időközei* (kb. 100 ezer év) a MILANKOVIĆ besugárzási görbe nagy amplitudó változásainak felelhetnek meg, ha nem is pontosan azonos határokkal.

KUKLA J. a csehszlovákiai löszök – főként a Brno melletti Červený Kopec (84. ábra) – igen részletes, finomrétegtani elemzése alapján úgy találta, hogy a löszrétegek és a fosszilis talajok egy-egy szorosan összetartozó komplexumát ún. „marker vonalak” választják el egymástól. A határvonalakat a glaciális löszréteg és a rátelepülő barna erdőtalajok között vonja meg. Esetenként a marker határt lejtőhordalék réteg is képviselheti. A „marker vonal” éppen a terminációs határoknak felelhet meg, az általuk közrefogott lösz-őstalaj köteget „löszciklusoknak”, ill. „glaciális ciklusok”-nak tekintette. Ezeket az ABC nagy betűivel jelölte úgy, hogy az „A” ciklus még csonka, a holocénnel kezdődik. A Matuyama-Brunhes zónán belül (0,7 Ma) nyolc nagyobb ciklust (B—I), a Jaramillo eseményig (0,9 Ma) 11 ciklust (B—L) azonosított (1. táblázat 12. oszlop). Az egyes ciklusokat – a B kivételével – az oxigénizotóp stádiumok egy meleg és egy hideg szakasza képviseli (84. ábra). A B ciklust (ill. az I-II. terminációk közötti szakaszt) 2 hideg és 2 meleg izotópstádium képezi. KUKLA a „löszciklus” elhatárolás egyik leglényegesebb elemének a „marker”-ek felismerését tartja a löszfeltárásokban. Ezt azonban a különböző területek – főként a szárazabb löszvidékek – feltárásaiban nehéz egyértelműen kijelölni.

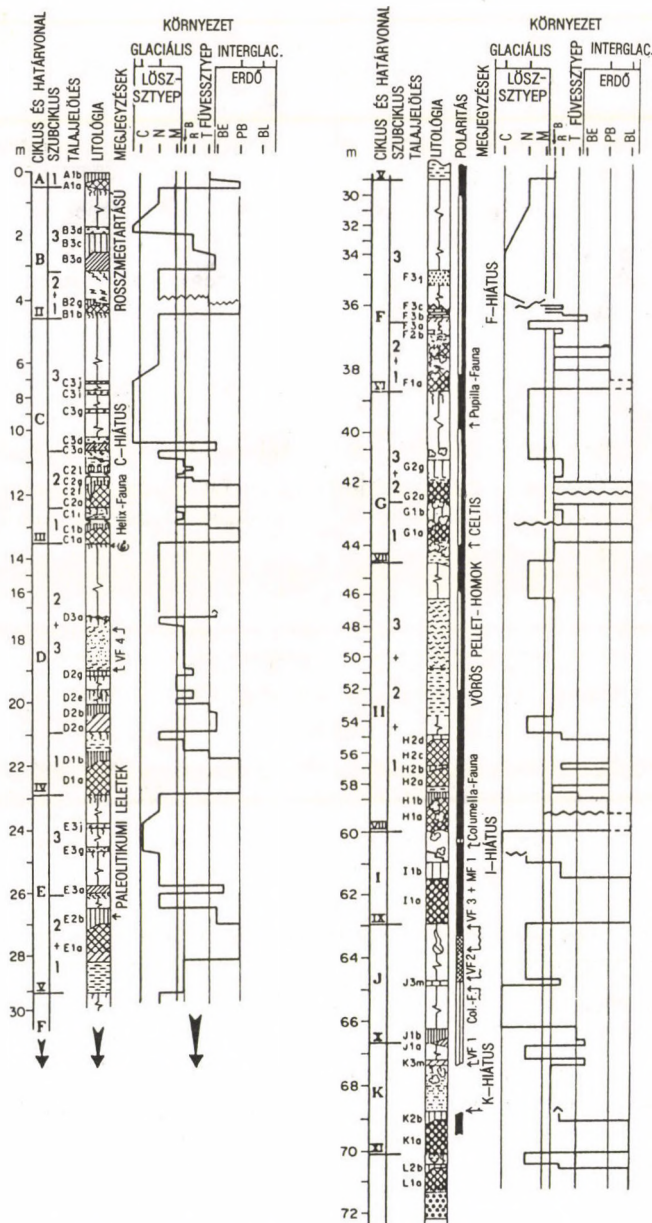
Brno löszfeltárása valóban jellegzetes földrajzi helyzetben fekszik. Az eljegesedések alatt az alpi és a skandináv jégtakaró közötti keskeny, periglaciális korridorban helyezkedett el. E keskeny földrajzi zóna igen érzékenyen reagált a klíma mindenfajta ingadozására. A problémát csupán a rétegsor hiánytalanságának feltételezése jelenti, mivel a teraszos lejtőn szinte csodával lenne határos az, hogy a rétegek mind megmaradtak. KUKLA módszerét és eljárását több alkalommal közölte és kísérletet tett ennek alapján a legjobban tagolt löszfeltárások korrelálására is (1975, 1977, 1987a, b).

KUKLA (1970) úgy véli, hogy a kremsi löszfeltárás (Ausztria) és a brnoi löszfeltárás (Csehszlovákia) szárazföldi rétegsorában a klímaváltozások érzékenyebben és részletesebben regisztrálhatók, mint a mélytengeri fúrásokban. Szerinte szoros párhuzamosság vonható a löszsorozat és a mélytengeri üledéksorozat kronológiája között. Mindkét sorozatban a B/M határ helyzete (0,73 Ma) jól megállapítható és a ciklusosság hasonlóképpen ismétlődik meg mindkét formációban. A glaciális és interglaciális képződmények száma mindkét esetben 7-7. A terminációs határ a mélytengeri üledékekben mintegy százezer évenként jelentkezik, mindig ott, ahol a glaciális hőminimum hirtelen az interglaciális hőmaximumba csap át. Ez a jelenség a mélytengeri fúrások izotópsztratigráfiai görbéjén hirtelen változást, maximumból a minimumba való átmenetet mutat (85. ábra).

KUKLA szerint a Föld „fokozatos lehűlése” az egyes glaciálisok alatt párhuzamos volt a jégtakaró növekedésével, ennek következtében a tengervíz hőmérséklete és a tenger szintje csökkent, a talajövezetek, a flóra- és a faunazónák megváltoztak, eltolódtak.

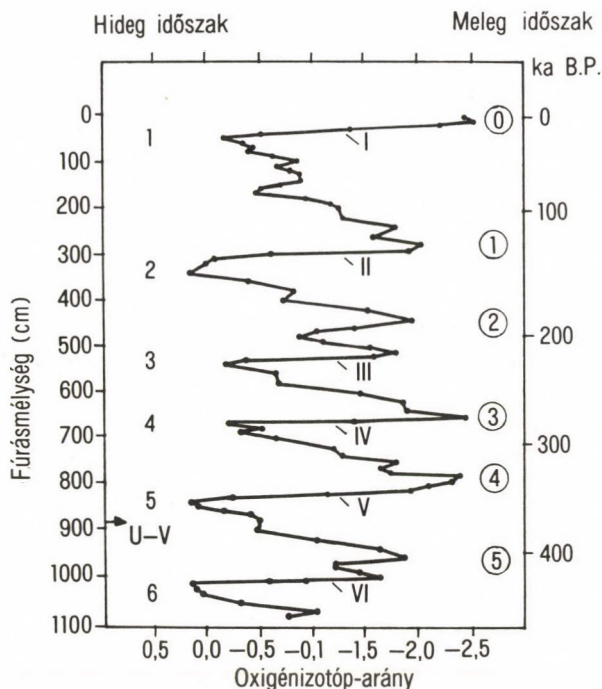
Legalább hét teljes glaciális ciklus alakult ki a Brunhes időszakon belül. KUKLA a mintegy százezer évig tartó terminációk helyett glaciális-, ill. löszciklusokkal tagolja a szárazföldi üledéksort.

Általában a KUKLA-féle ciklusok az interglaciális elejével indulnak. A C, D és a további ciklusok mindegyike egy glaciális és interglaciális intervallumot képvisel, de sokkal finomabban tagolt a löszszelvényekben, mint az óceánfenék üledéksoraiban (86., 87. ábra). KUKLA szerint egy-egy ciklushoz tulajdonkép-



84. ábra. Červený Kopec típusos löszszelvénye (KUKLA G. J. 1977)

C = hideg; N = tipikus; M = meleg löszsztyep; B = badland; R = ritkás fűtakaró; T = sűrű fűtakaró; BE = vegyeserdő barnaföldön; PB = lombhullató erdő agyagbemosódásos barna erdőtalajon; BL = barna vályog; VF1-VF3 = Biharium faunahullámhoz tartozó gerincesek; VF4 = a Steinheim faunahullámhoz tartozó gerincesek; MF1 = a Columella társulásba tartozó puhatestű fauna, amely hideg, kontinentális klímát igényelt; BRUNHES/MATUYAMA-határ a J löszciklusban fekszik; további magyarázat a szövegben



85. ábra. Az éghajlat 100 000 éves ingadozása a pleisztocén során (BROECKER W.S. és VAN DONK J. 1970)

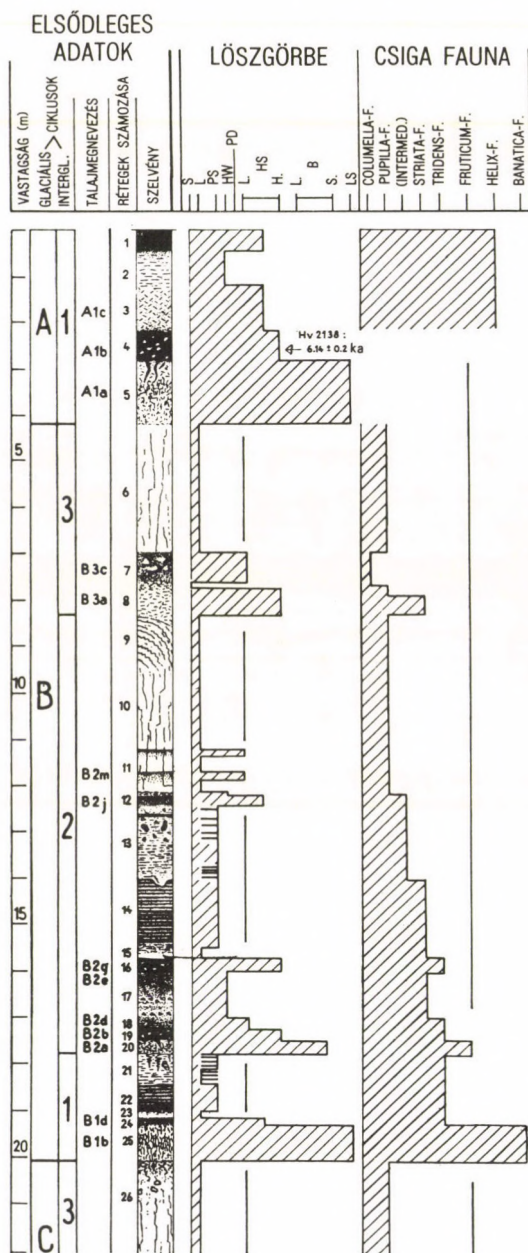
Az éghajlati ingadozások megegyeznek a $\delta^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$ -arányok változásaival (V12-122 Karib-tengeri mélyfúrás). Az időskála megközelítő meghatározása alapján BROECKER és VAN DONK olyan következtetésre jutottak, hogy a legnagyobb éghajlati ingadozás 100 000 éves ciklust ölelt fel. I—VI = "terminációk" a gyors jégmentessé válás időközei. A terminációk között erősebb és gyengébb klímaingadozások lépnek fel. A görbe legnagyobb amplitudói feltehetően a glaciálisokat és interglaciálisokat mutatják. A szárazföldi eljegesedésekkel való korreláció még mindig nehézségekbe ütközik. Ezzel a módszerrel — az ábrázolt idő alatt — kimutatható hat glaciális (1—6) és öt interglaciális (0—5) a holocén is beszámítva. U—V = U/V határ ERICSON szerint. A terminációk abszolút kora mélytengeri fúrásokban nem egészen egyező (lásd 1. táblázat és 10. ábra)

pen egy lösz és három egymást követő talaj tartozik. (Ez az eset legalábbis a B és C ciklusra érvényes). Úgy véli, hogy a molluszkák társulásai a közép-európai löszben csaknem párhuzamosan változtak a karib-tengeri foraminifera fajtákkal.

A B ciklus alsó határát 117–115 ezer évben, az utolsó interglaciális kezdetén vonja meg. Az idősebb ciklusokat nem tudja biztosan datálni.

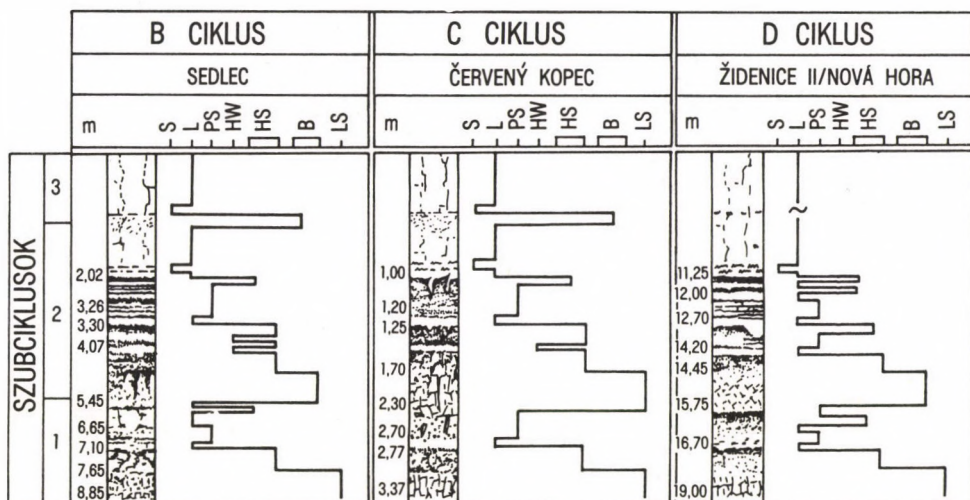
KUKLA (1970) a C, E, F, H és J cikluson belül eróziós hiányt is emleget, okát azonban nem adja meg, feltételezi, hogy a klíma vagy a tektonika számlájára lehet írni.

KUKLA megpróbálta a lösz ciklusait az alpi, ill. az észak-európai glaciális ciklu-



86. ábra. A Kutna Hora téglagyári löszszelvény részletes tagolása (KUKLA G. J. 1970 szerint)

S = szoliflukciós szint; L = lösz; PS = pellet homok; HW = lejtőüledék; PD = pszeudogley; HS = sztyeptalaj (L = gyengén humuszos, H = erősen humuszos); B = barna erdőtalaj (L = gyengén kilúgozott, H = erősen kilúgozott); LS = agyagbemosódásos barna erdőtalaj



87. ábra. Feltűnő hasonlóság három különböző löszfeltárás B, C és D jelű glaciális ciklusa között, Prága és Brno környékén (KUKLA G. J. 1970)

S = szoliflukciós szint; L = lösz; PS = pellet homok; HW = lejtőhordalék; HS = humuszos sztyeptalaj; B = mésztelen barnaföld; LS = agyagbemosódásos barna erdőtalaj

sokkal párhuzamosítani. Az utolsó glaciális és a B löszciklus párhuzamosítás egyértelmű, míg a Riss, Mindel és az idősebb eljegesedések párhuzamosítása a C, D, E, F stb. löszciklusokkal több helyen csupán feltételezés. A löszciklusok párhuzamosítását a mélytengeri üledékek izotópstádiumaival ugyancsak nem lehet egyszerű eljárásnak vélni.

A mélytengeri üledékekben – a különböző szelvényekben – a B/M határig egyesek nyolc ciklust mutatnak ki (EMILIANI 1967), mások, mint BROECKER–VAN DONK (1970) kilenc terminációt jelölnek, ezért KUKLA (1970, a 166. oldalon) is hangsúlyozza, hogy igen nagy elővigyázatosságra van szükség, ha a szedimentációs ráta alapján végeznek korrelálást.

Több mélytengeri fúrást vizsgáló kutató hangsúlyozta, hogy a komplett, valóban folyamatos rétegsorok inkább kivételek, mint törvényszerűek (ARRHENIUS 1952, EMILIANI 1967, ERICSON–WOLLIN 1968). Ez azt jelenti, hogy a mélytengeri fúrásokban a stádiumok számát és korát szintén statisztikusan kell értelmezni. Mivel a mélytengeri fúrásokban 1 mm-nyi üledék kora kb. 100 év, a tengerfenéken élő állatok, fűrőkagylók keveredést okoznak a rétegekben és ez a keveredés a tengerfenéki iszapban fél métert is elérhet.

KUKLA feltételezi, hogy a kontinentális és a tengeri pleisztocén üledéksorok kialakulása egyforma, azonos klímaváltozások eredményei. KUKLA összevetette EMILIANI–5 izotópstádiumainak paleogeográfiai változásait a B löszciklus rétegváltozásaival. Szerinte mindkettőben ugyanannyi számú oszcilláció mutatkozik. Ennek alapján

úgy véli, hogy a szárazföldek és a tengerek üledékeiben a klímaváltozás hatása azonos módon vehető figyelembe. Ezen nézet munkahipotézisnek elfogadható, de mivel látszólagos egyezések is lehetségesek, további bizonyításra szorul (lásd még 6.2. és 6.3. pontok).

Az újabb adatok arra mutatnak, hogy az éghajlatváltozás a negyedkorban globális méretű volt, a lehűlés, ill. felmelegedés egyidejűleg ment végbe az É-i és a D-i féltekén. Hasonlóképpen a Föld mágneses polaritásváltozását is egyidejű eseménynek veszik.

KUKLA a löszben a marker zóna képződését és a mélytengeri üledékekben a terminációs határokat kétségkívül egyidejűnek tartja. Az első három (I. II. III.) termináció párhuzamosítása a csillagászati és az izotópsztratigráfiai számítások alapján szerinte megegyezőnek vehető. Az idősebb terminációk párhuzamosításában jelentős eltérések vannak.

KUKLA glaciális, ill. löszciklusai a hideg és meleg stádiumot is magukba foglalják, és ez utóbbi legalább kétszer hosszabb időt jelent, mint a hideg szakasz.

Ha összehasonlítjuk a MILANKOVIĆ, ill. BACSÁK klímakalendáriumában szereplő eljegesedések idő intervallumait (1. táblázat 3., ill. 4. oszlopát) az izotópsztratigráfia terminációi ill. a KUKLA- féle löszciklusok kalkulált időhatáraival (1. táblázat 7., 8. ill. 9. oszlopokkal), feltűnik, hogy az egyes eljegesedési szakaszok nem voltak egyformán kifejlődve, így pl. 240 és 400 ezer évek között. Főleg ez utóbbi intervallum során, de korábban is voltak olyan időszakok, amikor a belföldi jégtakaró nem alakult ki, vagy csökevényes volt. Más esetekben a belföldi jégtakaró az eljegesedési szakaszt követő felmelegedési időszak alatt is kitartott (4. ábra). E körülmény miatt a periglaciális zóna hosszabb időre kitartott, és hatással lehetett ebben a zónában a löszképződés, talajképződés tartamára, módjára és a mélytengeri üledékképződésre, ill. a terminációs határok időbeli kialakulására.

6.2. AZ IZOTÓPSZTRATIGRÁFIA ÉS A LÖSZSZTRATIGRÁFIA ÖSSZEHASONLÍTÁSÁNAK NÉHÁNY PROBLÉMÁJA

Bár a mélytengeri üledékek oxigénizotópos sztratigráfiájára alapozott löszkronologizálási eljárás alapján véve helyes törekvésnek tűnik, ma mégis legalább az alábbi nehézségekkel, gyenge pontokkal kell számolni:

1. Az oxigénizotóp stádiumok határainak, ill. időtartamának a pontos megállapítása, ill. csoportosítása több esetben legalábbis problematikus.

2. A terminációk határai és tartamuk meghatározása főként az idősebb (14–16) stádiumtól kezdve számottevően eltérő lehet.

3. Az Észak-Atlanti-óceán üledékeiben a hidegjelző *Menardii* foraminifera csoport a 16. izotóp stádiumnál (kb. 570 ezer év) idősebb rétegekben nem jelentkezik. Fontos következményt tulajdonítunk annak, hogy a *Jaramilló* eseménynél (0,9 Ma) idősebb izotóp stádiumokban a hidegjelző csúcsok számottevően gyengébbek, mint pl. a 14. stádium és a fiatalabb szakaszok esetében.

4. A 17. stádiumtól, de főleg a 24. stádiumtól lefelé az oxigénizotópgörbe fluktuációja, a „fűrészfogak” amplitúdói egyre kisebbek, információs tartalmuk gyengébb (10. ábra).

5. Az a koncepció, hogy a mélytengeri fúrásokból nyert oxigénizotóp görbékben a nagy „hideget jelző csúcsok”, ill. a másodrendű apróbb csúcsok földi jégtakaró volumenének váltakozását, oszcillációját tükrözik vissza (IMBRIE J. és társai 1984, SHACKLETON N.J.–OPDYKE N.D. 1973, 1976, BROECKER V.S.–VAN DONK J. 1970, VAN DONK 1976), valószínűleg továbbra is megerősítést nyer. A jég volumen jelző izotóp csúcsokkal kapcsolatban két körülmény megfontolását tartjuk szükségesnek:

a) fizikai - meteorológiai alapon mérlegelve a légkör mindenképpen érzékenyebben reagál ill. fluktuál a Földre érkező besugárzás változásokra, mint az óceán vize, de ugyanez vonatkozhat a jégtakaró volumenének a változására is;

b) ha a jégtakaró nem lépte át a 68° szélességet, vagy azon belül maradt – még mindig tekintélyes kiterjedésű volt – (még) nem okozott típusos „glaciális” szakaszt (MILANKOVITSCH 1930, BACSÁK 1942, KÖPPEN–WEGENER 1924). Amikor ugyanis a besugárzás ezen szélességi fokra számítva nem érte el a KÖPPEN-féle küszöbértéket, nem volt „valódi eljegesedés”. A földi klímazónák eltolódása nem volt nagymértékű a Földön, magashegységi és poláris eljegesedés lehetett csupán. Az oxigénizotóp-görbe ezt a tengeri üledékekben észlelheti, de a szárazföldi zónákban a talaj- és üledékképződés feltételei mások voltak ahhoz képest, amikor a jégtakaró a 68° szélességi fokon túlnőtt.

6. Mindenesetre úgy tűnik, hogy az oxigénizotóp sztratigráfia alkalmazása a szárazföldi löszök kronosztratigráfiája érdekében hasznos eljárás, de még további adatok és összehasonlítások szükségesek, különösen az idősebb stádiumok, ill. az ún. löszciklusok esetében. Az ilyen összehasonlítást azonban érdemes elvégezni a MILANKOVIC-féle klímagörbe, ill. a BACSÁK által kiszámított éghajlat típusok egymásutánjával, a klímakalendáriumban előforduló abszolút korrall egyaránt (1. táblázat 3., 4. és 9. oszlop).

7. Az oxigénizotóp sztratigráfiában az egyes stádiumok korának, tartamának interpolációs meghatározása ugyanis rendszerint csak néhány – úgymond – fix adatnak (B/M határ, Barbados korall 120 ka) és az üledéklerakódási ráta becsült adatainak alapján történhet. Tudjuk, hogy ezen fix adatok meghatározásának is megvannak a nehézségei, bizonytalansági tényezői éppúgy, mint a mélytengeri fúrások stádiumai elhatárolásának (KUKLA 1977, RUDDIMAN és társai 1986). A hibahatárok összege az idősebb stádiumokban már meghaladhatja egy egész stádium időtartamát, sőt, egy terminációs időszak hosszát is.

8. Azzal a körülménnyel is számolni kell a lösz- és őstalaj-sorozatnak a mélytengeri izotópsztratigráfiával való összehasonlítása esetében, hogy a szárazföldi üledéksorozatban az eróziós hiátusok lehetősége gyakoribb és jelentősebb (lásd még 8. fejezet 6. pontját).

6.3. EGYÉB LÖSZKRONOLÓGIAI PROBLÉMÁK

A nagyobb löszfeltárásokban a paleomágneses vizsgálatok segítségével lényegében csak a *Brunhes-Matuyama* határ (0,73 Ma) állapítható meg biztonságosan. A fiatal löszökben levő anomáliák, ill. esemény (*Blake* 0,127 Ma) vagy az idős lösz alsóbb rétegeiben várható polaritás változások csak nagyon ritka és körütekintő elemzések kapcsán ismerhetők meg. Ezért a B/M határ meghatározása nagyon fontos tájékozódást nyújt az egész löszkronológia számára.

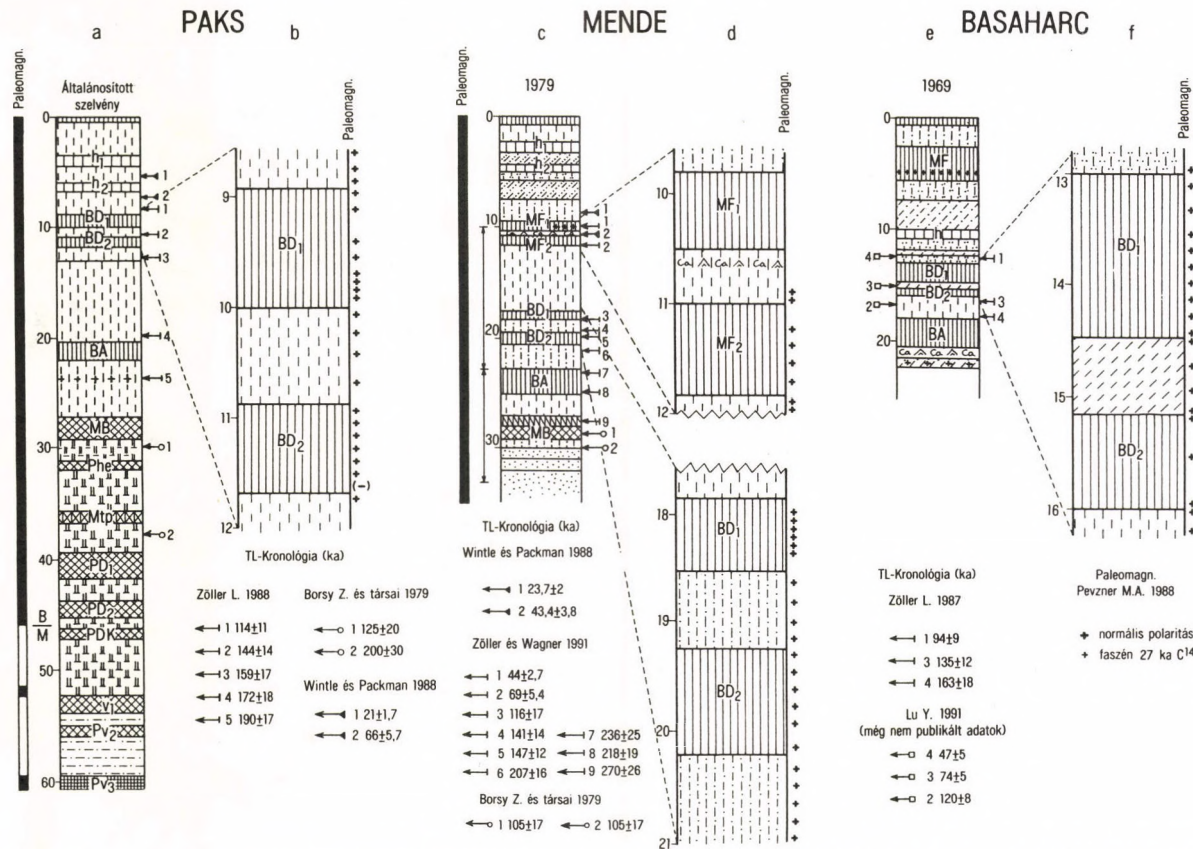
1. A terepi megfigyeléssel nem mindig lehet pontosan megállapítani, hogy egy-egy löszköteg helyben képződött, vagy áttelepült. Esetenként ugyancsak nehéz eldönteni, hogy valamely eltemetett talaj nem áttelepített talajanyag-e? Az sincs kellően tisztázva, hogy egymáshoz közeli fosszilis talajpár (duplatalaj, vagy talajkomplexum) egyazon interglaciálison, ill. interstadálison belül alakult-e ki és csupán kevés közbetelepült áthalmozott lösz választja el őket egymástól, vagy a két talaj között jelentős réteghiány van. Tehát valamely kettős paleotalaj két különböző interglaciális időszakot is képviselhet.

2. Vannak olyan nézetek, amelyek szerint a löszben előforduló *faszenek radiokarbon kora* csak mintegy 40–50 ezer évig visszamenően nyújt megbízható adatot.

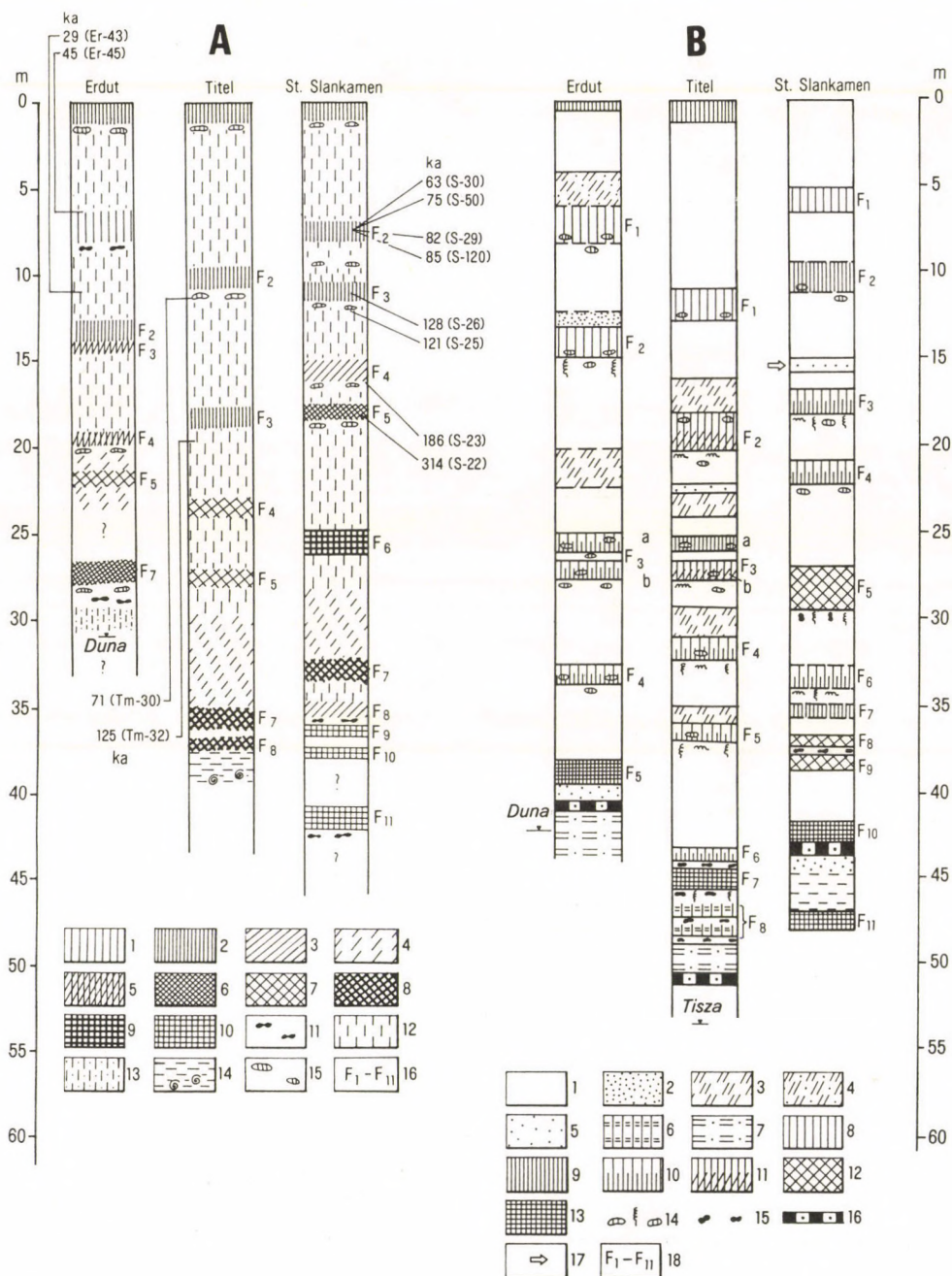
3. Egyelőre még sok vitára ad alkalmat a különböző termolumineszcenciás technikával végzett löszkordatálás is. Különböző TL módszerek ugyanazt a löszköteget jelentős eltéréssel, néha kétszer olyan idősnak határozzák meg az egyik laboratóriumban, mint a másikban. Minden TL laboratóriumban természetesen a saját adataikat tartják megbízhatónak. Azok a TL elemzések, amelyek csak pontszerűen egy-egy próbavizsgálatra terjednek ki, nem elég meggyőzőek. Szükséges az egyes szelvényeket teljességükben vizsgálni.

Ilyen teljes szelvényvizsgálatok a Szovjetunióban mintegy két évtizede folynak Ukrajna, Belső-Ázsia és az Ob menti löszökben (SHELKOPLYAS 1973). Ugyancsak teljes löszszelvényeket vizsgálnak a lublini egyetem laboratóriumában (BUTRYM J.—MARUSZCZAK H. 1984, BURACZYNSKIJ. 1978), az NSZK-ban (ZÖLLER és társai 1988). Ilyen vizsgálatok készültek a lublini fennsíkról, a magyarországi paksi löszfeltárásból (88. ábra) és az achenheimi szelvényekből (Franciaország). Magyarországon BORSY Z. és társai (1979) végeztek néhány TL vizsgálatot a paksi és a mendei feltárásból. A debreceni és a lublini laboratórium eredményei megegyeznek látszanak egymással. A cambridgei laboratórium TL vizsgálatait (WINTLE A.G.—PACKMAN S.C. 1988) más eljárással végzik, mint a lublini laboratórium. WINTLE néhány fiatal löszréteg mintáit elemezte meg Magyarországról is (Paks, Mende és Tápiószőlős, 88. ábra). Célja az volt, hogy összevetse a módszerét a radiokarbon vizsgálati eredményekkel, ill. a BUTRYM-MARUSZCZAK (1984) által végzett TL datálással (88. ábra). Megállapítása szerint a magyarországi fiatal löszök, a „Mende Felső” talajrétegig bezárólag lényegében megegyeznek a löszben talált faszenek radiokarbon korával. WINTLE szerint a közben-só lösz azonban már jóval idősebb, mint a MF₁ talaj korábbi radiokarbon értéke (PÉCSI M. 1982). Az MF₁/MF₂ kettős talaj között 40 ezer éves korkülönbséget állapított meg. Itt tehát ezen adatok szerint réteghiánynak kell lenni. WINTLE véleménye szerint a „Mende Bázis talaj” jóval idősebb, mint utolsó interglaciális, vagyis a BUTRYM—MARUSZCZAK (1984), ill. a BORSY Z. és társai által közölt adatok (1979). Ez utóbbiak elemzései szerint az MB talaj alatti homokból kb. 100 ezer éves kort állapítottak meg, ami feltehetően alulértékelt.

A heidelbergi Max-Planck Intézet TL laboratóriumában is több löszfeltárásból végeztek TL vizsgálatot (ZÖLLER—WAGNER 1990, BRONGER és társai 1987). Ez a laboratórium a cambridgei módszertől eltérő



88. ábra. Paks, Mende és Basaharc löszszelvényeinek kronológiai tagolódása, paleomágneses, TL és C^{14} adatokkal (összeáll.: PÉCSI M. 1990; 1. még BUTRYM J. — MARUSZCZAK H. 1984 TL vizsgálatait a 133. ábrán). A különböző TL-módszerek nagyon eltérő kordatáláshoz vezettek. A b, d, f szelvényrészeket háromszor vizsgáltuk paleomágneses módszerrel, mindhárom alkalommal minden minta normális polaritást mutatott (PEVZNER M.A., MÁRTON P. először itt közzétett vizsgálatait 1988-1990-ból)



89. ábra. Jugoszláviai típus löszszelvények különböző tagolása (A. BRONGER A. és társai 1987, B. PÉCSI M. 1966a)

technikával dolgozik. Az elemzések eredményei valamivel még jobban öregebbtük a löszöket, ill. idősebb korértékeket adnak, mint WINTLE A. adatai. Néhány mintát ZÖLLER begyűjtött a paksi, mendei téglagyári feltárásokból (88. ábra). ZÖLLER TL vizsgálati eredményei eddig Paksról és Menderől készültek el, mégpedig a „Basaharc Dupla talaj” fölötti löszből és a „Basaharc Dupla 1” alatti löszből; az első minta 114 ± 11 ezer évesnek, a 2. minta 144 ± 14 ezer évesnek adódott. Ezen adat szerint – amennyiben helyesnek bizonyul – a BD₁ talaj utolsó interglaciális korú, tehát idősebb lenne, mint azt eddig véltük, melyet BUTRYM–MARUSZCZAK (1984) vizsgálatai és PÉCSI M. (1970) számításai alapján csupán 40 ezer évre datáltunk. Az adatok különbözősége szintén arra mutat, hogy a löszprofilokat teljes szelvényben kellene vizsgálni és akkor lehetne összehasonlításokat és jobb korrelációkat elérni. Egy ilyen kísérlet van folyamatban ZÖLLER-rel.

BRONGER és társai (1987) TL vizsgálatokra löszmintákat gyűjtött a jugoszláviai Duna menti típusfeltárásokból (Erdut, Titel és Slankamen). A slankameni szelvényből nyolc mintát vizsgált meg (89. ábra). A slankameni löszfeltárást magam is tanulmányoztam és szelvényeztem. A talajokat akkor még én is felülről lefelé, számokkal jelöltem F₁-től F₁₁-ig (PÉCSI M. 1965a,b, 1966a,b). Megfigyeléseim szerint a slankameni szelvényben mintegy 15 m mélyen egy jelentős réteghiány van. E fölött két mezősegi talajt jeleztem (F₁, F₂), ez utóbbit kb. 10 m mélységben. Az általam vizsgált szelvényben a 20 m mélyen levő talajt F₄-gyel jelöltem (89. ábra), melyet még szintén sztyeptalajnak minősítettem. BRONGER és társai szelvénye (1987) az abban a magasságban levő talajt erdőtalajnak tartja és F₅ számmal jelzi. Az első, kimondottan agyagbemosódásos, vöröses és agyagos erdőtalajt az általam vizsgált szelvényben 29–30 méter között jelöltem be és F₅ jelzést kapott. Később ezt az F₅ talajt láttam esetleg azonosíthatónak vagy hasonlóknak a magyarországi MB talajjal.

BRONGER a slankameni szelvényben a talajok számozását F₂-vel kezdi, amely 7–8 m mélységben van. E talajnak a korát a heidelbergi TL vizsgálatok alapján 63 ezertől 85 ezer évesnek találta. Az F₃ talajt az eróziós hézag alatt, mely az én szelvényemben is F₃-mal van jelölve, 128 ezer évesnek találta, míg az alatta levő löszből csak 121 ezer éves koradatot kapott.

Ez lényegében azt jelentheti, hogy az F₃ jelzésű talaj lenne az utolsó interglaciális kori képződmény, amely vizsgálataim szerint mindenképpen mezősegi talaj. BRONGER szelvényében az F₄ és az F₅ talaj közötti lösz 186 ezer éves, TL adataik alapján. Az F₅ számú slankameni talajrétegből vett mintát 314 ezer évesnek datálták. Sajnos a réteg-számozás különbözősége, ill. a szelvényezés eltérése miatt nehéz azonosítani és eldönteni, hogy BRONGERék F₅ számú talaja az általam tanulmányozott szelvény F₅ vagy F₆ talajának felel-e meg. Szerintünk az F₃ talaj a *Mindel-Riss interglaciális időszakot képviseli*. A BRONGER-féle F₅ talajt azonban megbízhatóan kellene összevetni a paksi, ill. a mendei feltárásban levő „Mende Bázis talaj”-jal, amihez még további egyeztető vizsgálatokra lenne szükség. Ugyanakkor az is szükségesnek tűnik, hogy újra vizsgáljuk a mendei és a paksi téglagyár egyes szelvényrészeit paleomágneses módszerrel is, hogy a *Blake-eseményt* (128 ezer év) megtaláljuk és a TL vizsgálatokat ezzel ellenőrizhessük. Egy ilyen vizsgálat van folyamatban, amelyet PÉCSI M., PEVZNER M.A. és ZÖLLER L. végeznek.

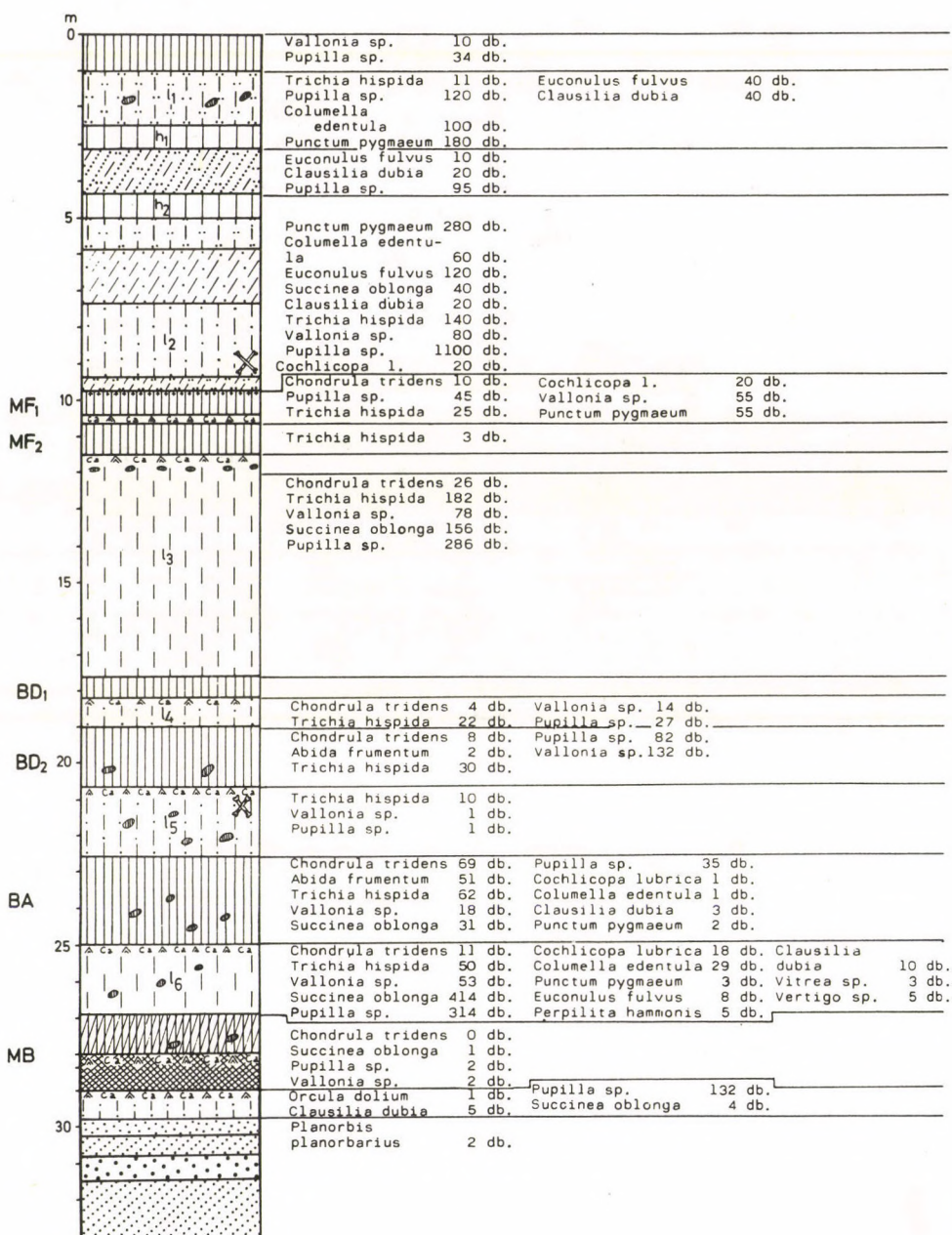
BUTRYM és MARUSZCZAK — kérésünkre — a basaharci löszfeltárást is részletesen megmintázták, s a lublini laboratóriumi vizsgálati eljárással nagyon hasonló TL korértékeket mutattak ki, mint korábban a paksi löszfeltárásból (l. 133. ábrán). Ugyanakkor LU Y. a pekingi TL laboratóriumban a BD talajokat idősebbeknek találta (l. 88. ábrán), de az ő adatai is számottevően eltérnek ZÖLLER L. eredményeitől.

89. ábra.

A: 1 = szerozjom, gyengén fejlett csernozjom; 2 = típusos csernozjom; 3 = degradált csernozjom; 4 = lejtőlösz (kolluviális); 5 = csernozjom barna erdőtalaj; 6 = agyagbemosódásos barna erdőtalaj; 7 = barnaföld (RAMANN-féle); 8 = barna vályog; 9 = barna vályog (lessivé); 10 = vörös barnás agyag (Bv-szint); 11 = löszkonkréciók; 12 = lösz; 13 = homokos lösz; 14 = infúziós lösz; 15 = krotovinák; 16 = eltemetett talajok számozása

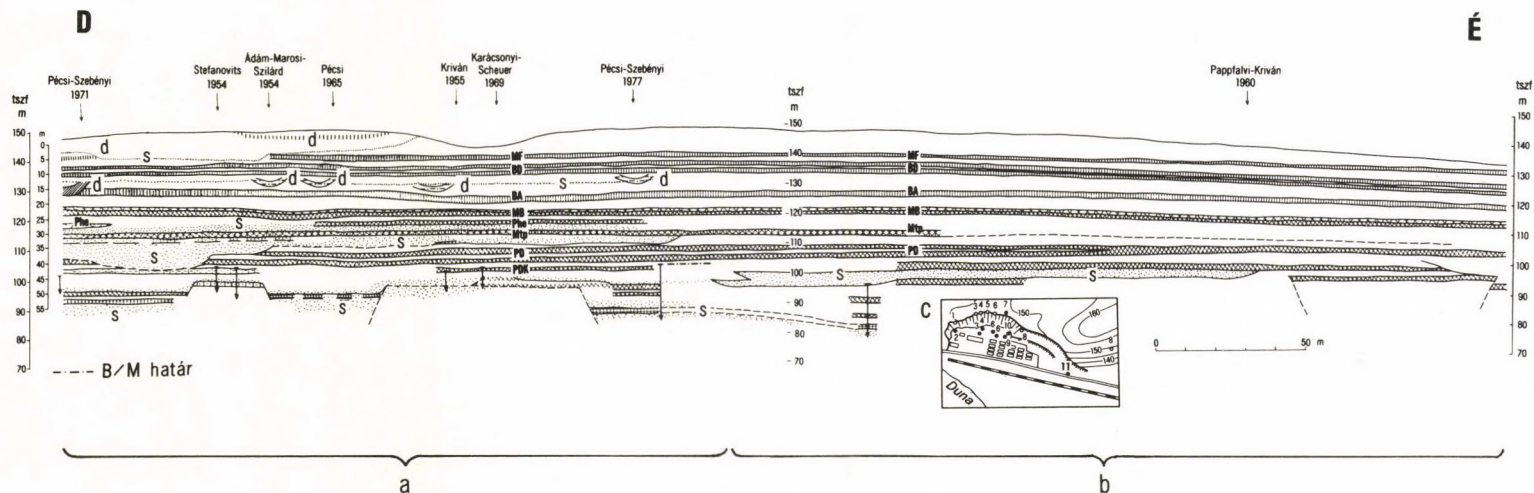
B: 1 = lösz; 2 = homok; 3 = lejtőlösz; 4 = homokos lejtőlösz; 5 = folyóvízi homok, proluviális homok; 6 = ártéri talaj; 7 = infúziós lösz; 8 = gyengén humuszos szintek; 9 = csernozjom jellegű sztyeptalaj; 10 = gesztenyebarna sztyeptalaj; 11 = csernozjom barna erdőtalaj; 12 = barna erdőtalajok (agyagbemosódásos és RAMANN-féle barnaföld); 13 = vörös talajok, vörösföld; 14 = krotovinák; 15 = mészkonkréciók; 16 = meszes homokkőpad; 17 = eróziós hiány; 18 = eltemetett talajok számozása

Az A és B szerinti szelvények bizonyos mértékig hasonlóak, mégis számottevőek az interpretációs különbségek, mint pl. a talajok számának, az eróziós hiátusok, a talajok típusainak a megítélésében



90. ábra. A mendei téglagyári löszfeltárás csiga faunája (WAGNER M. 1979 szerint)

Folyamatos mintavétel (1 dm³) volt



91. ábra. A paksi téglagyári löszfeltárás hossz-szelvénye (PÉCSI M. 1979a)

a = téglagyári fejtő; b = KRIVÁN által vizsgált szelvényrész (lásd a 99. ábrát); c = a hossz-szelvény helyszínízi vázlata: o = feltárás; • = fúrás. Vizsgálatokat végezték: 1 = PÉCSI M. és SZE BÉNYI E.; 2 = HAHN GY.; 3 = STEFANOVITS P.; 5 = PÉCSI M.; 6 = KRIVÁN P.; 7 = KARÁCSONYI S. és SCHEUER GY.; 8 = PÉCSI M. és SZE BÉNYI E.; 9—11 = SCHEUER GY. és SCHWEITZER F.

4. A csigafauna szintén a paleogeográfiai körülmények rekonstruálását segíti elő. Kormeghatározásra is használták (HORVÁTH A. 1954, LOZEK V. 1964, KUKLA G. J. és társai 1962). Újabban Magyarországon KROLOPPE. (1982) és WAGNER M. (1979), Franciaországban pedig ROUSSEAU D.D. (1987b) végzett hasonló vizsgálatokat. A paksi löszfal első csigafauna értékelője HORVÁTH A. volt, aki lényegében alátámasztotta egyes löszös és löszszerű rétegeknek KRIVÁN P. (1955) szerinti kronológiai és paleoökológiai tagolását és értékelését. WAGNER M. részletes mintavételezést végzett a dunaföldvári, paksi, mendei és több más löszfeltárásból. A csigafauna értékelését a rétegek paleoökológiai jellemzésére alkalmazta (WAGNER M. 1979, 90. ábra). Érdekes megjegyezni, hogy a magyarországi löszfeltárásokban előforduló melegidőszaki talajokban eddig nem jelezték a melegkedvelő *Helicigona banatica* csigafajt, amelyet LOZEK és KUKLA annyira jellemzőnek tart az interglaciális kori talajok megítélésénél. A hidegkedvelő *Columella* csigatársulás a fiatal jégkori löszökben két szintben is előfordul (MOLNÁR B.–KROLOPP E. 1978, WAGNER M. 1979), de az idősebb löszrétegekből nem jelzik jelenlétét.

Egyesek feltételezik, hogy az őstalajokban mállás során a csigák részben vagy egészben elpusztultak. Mások szerint viszont csak bizonyos körülmények között fordulnak elő. BERG (1947, 1953) véleménye szerint a csigák egyes löszrétegekben összemósódtak. Feltételezhető, hogy a növényzeten élő csigák dellékben a csapadékvizek lemosása által valóban földűsulhattak. Erre utal az a körülmény, hogy egyes rétegekben nagyon nagy számban fordulnak elő, más rétegekben pedig egyáltalán nem. Gyakori az a jelenség is, hogy a csigahéj törmelék több, mint az ép csigaház, ez pedig mindenképpen az áthalmozásra utal.

5. Nehézségek és problémák vannak két vagy több feltárás közötti korazonosítás terén is. A löszfeltárásokban nehéz megállapítani a réteghiányt, de mindenképpen számolni kell azzal. Ha pedig két (vagy több) löszfeltárásban különböző időszakokban réteghiány keletkezett, ez a körülmény a rétegek kronológiai összehasonlítását nagyon megnehezíti.

Gyakori az a jelenség, még nem távoli feltárások esetén is, hogy a löszrétegek, eltemetett talajok száma többé vagy kevésbé különbözik egymástól. Így pl. a paksi téglagyári feltárásban 100 m távolságon belül is számottevő különbségek vannak (91. ábra). Ilyen rétegsorbeli különbségeket találtunk a paksi, a dunaújvárosi fennsíkon lemélyített több fúrásban is (62. ábra és 10. fejezet). Inkább általános az a helyzet, hogy a lösz és eltemetett talajok száma és azok térbeli helyzete nem pontosan ugyanaz egy löszvidék esetében sem. Előfordulhat, hogy ha a közeli fúrások, ill. feltárások alapján egy ún. komplett szelvény összeállítására törekszünk, valamely talaj, vagy löszréteg az általánosítás során ismétlődésként fog szerepelni. Mindezek ellenére törekedni kell a „kvázi komplex szelvény” rekonstruálására. Ebben az eljárásban azonban nagyon óvatosnak kell lenni. A paleomágneses vizsgálatok és azok adatainak interpretációja ugyanis gyakran szükségessé teszi a löszképződési sebesség kiszámítását. Az a gyakorlat, hogy a legjobban tagolt szelvényeket – minden további vizsgálat nélkül – „kvázi komplett” vagy „teljesen komplett szelvénynek” minősítsük, gyakran tévedésekre vezethet (lásd még 10. fejezet 136. ábrát).

7. JELENTŐSEBB LÖSZ TÍPUSFELTÁRÁSOK KRONOLÓGIAI TAGOLÁSA

A löszszelvények kiválasztásánál arra törekedtünk, hogy a legjellegzetesebb lösz-vidékekről olyan típusszelvényt mutassunk be, amelyekről abszolút kronológiai datálás áll rendelkezésre. Hangsúlyoznunk kell azt is, hogy a különböző szelvények feldolgozásának módja, szemlélete, az alkalmazott abszolút kronológiai módszerek és technikák számottevően eltértek egymástól. A löszszelvények kronológiai tagolása tehát elsősorban összehasonlításokra, tapasztalati információk bővítésére alkalmas.

A löszprofilok oszlopai mellé helyeztük a MILANKOVIĆ-, ill. BACSÁK-féle klímakalendáriumot (1. táblázat 3. és 4. oszlop) és a leggyakrabban citált mélytengeri fúrás oxigénizotóp sztratifráciáját (1. táblázat 7., 8. oszlop), továbbá KUKLA löszciklusait, ill. az izotópterminációkat (1. táblázat 9. oszlop).

7.1. A KREMSI LÖSZFELTÁRÁS (AUSZTRIA)

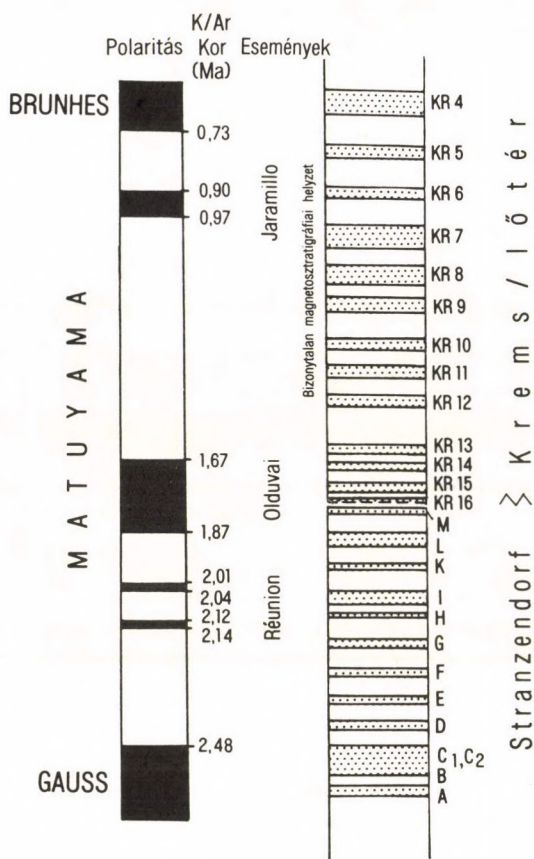
Az újabb kutatások alapján (FINK J. 1979, FINK J. és társai 1979, FINK J. –KUKLA G.J. 1977) kontinensünkön az egyik legidősebb lösz- és őstalajsorozatot foglalja magába. A fúrásokkal is kiegészített, mintegy 50 m-es szelvényben 16 számottevő fosszilis talajt regisztráltak (1. táblázat 11. oszlop és 92., 93. ábra). A löszsorozat felső része azonban nem teljes, jelentősen erodálódott. A *Brunhes-Matuyama* (0,73 Ma) határt a KR 4 és a KR 5 fosszilis talajok között rögzítették, a *Jaramillo* (0,9 Ma) eseményt pedig a KR 7 talajban és a felette levő homokos képződményben. A KR 13 és KR 15 jelzésű talajok közötti szakasz ismét normális polaritású. A szelvény fekü talpazata felett egy külön feltárásban feltehetően M/G polaritásváltás vált ismertté (93. ábra).

A paleomágneses vizsgálati eredmények előtt a kremsi szelvény középső részén levő két erősen fejlett erdőtalaj komplexumot (KR 7–9) a *Riss-Würm* interglaciális képviselőjének írták le. FINK J.–KUKLA G.J. (1977) a KR 4 talaj alatt vonták meg a *Brunhes-Matuyama* határt (0,73 Ma).

A kremsi szelvény feldolgozói úgy vélik, hogy e feltárás és a Červený Kopec megfelelő fiatalabb sorozata együttesen legalább 17 glaciális ciklust képvisel Közép-Európában az utolsó 1,7 millió év alatt. FINK (1979) a kremsi szelvény magnetosztratifráciái helyzetét nem tartotta egészen biztosnak. Ugyanakkor a kremsi KR 16 talaj alá helyezi a stranzendorfi feltárás szubaerikus rétegsorát, amelynek 11 eltemetett talaja közül a 3 legalsó vöröstalajt helyzete és normális polaritása alapján a *Gauss*-zónához csatolta. Ez utóbbiak és a kremsi szelvény együttes korát mintegy 3 millió évre vezette vissza (1. táblázat 11. oszlop).

A stranzendorfi feltárásban (92. ábra) a FINK-féle D és az M jelzésű talajok között

települő üledékeknek (homok, vályog, agyag és lejtőtörmelék) a löszsorozatba való sorolása azonban több, mint kétséges.



92. ábra. Krems és Stranzendorf (Ausztria) szelvényeinek lösz-őstalaj sorozata és azok paleomágneses tagolása (FINK J.—KUKLA G. J. 1977)

Összevont és általánosított szelvény, a talajszinteket számozás tünteti fel. A stranzendorfi szelvényrészben a talajok közötti rétegek többsége nem valódi lösz, inkább homokos vályog és vályog képződmények

7.2. ČERVENÝ KOPEC (CSEHSZLOVÁKIA, BRNO KÖZELÉBEN)

A mintaszerűen feldolgozott téglagyári löszfeltárás tulajdonképpen a Svratka folyó 5 teraszát fedi be (1. táblázat 12. oszlop és 84. ábra). A szelvénytagolás módszere és elve több tanulmányban részletesen ismertetésre került (KUKLA 1961, 1970, 1975). A *lösz és fosszilis talajok sorozata 11 ciklust ölel fel* (A-tól K-ig). A B/M paleomágneses határ (0,73 Ma) a J ciklus löszrétegében fordul elő.

Az A-E löszciklusig bezárólag a talajkomplexumokat interglaciális kori agyag-bemosódásos barna erdőtalajoknak minősítük, amelyre járulékosan humuszban gaz-

dag sztyep típusú sötét talajok, majd a cikluszáró löszrétegek települnek. A ciklusokat KUKLA szerint a lösz és az erdőtalanok között az ún. „markervonal” választja el egymástól, mely alatt néhol lejtőhordalék fordul elő (84., 86. ábra).

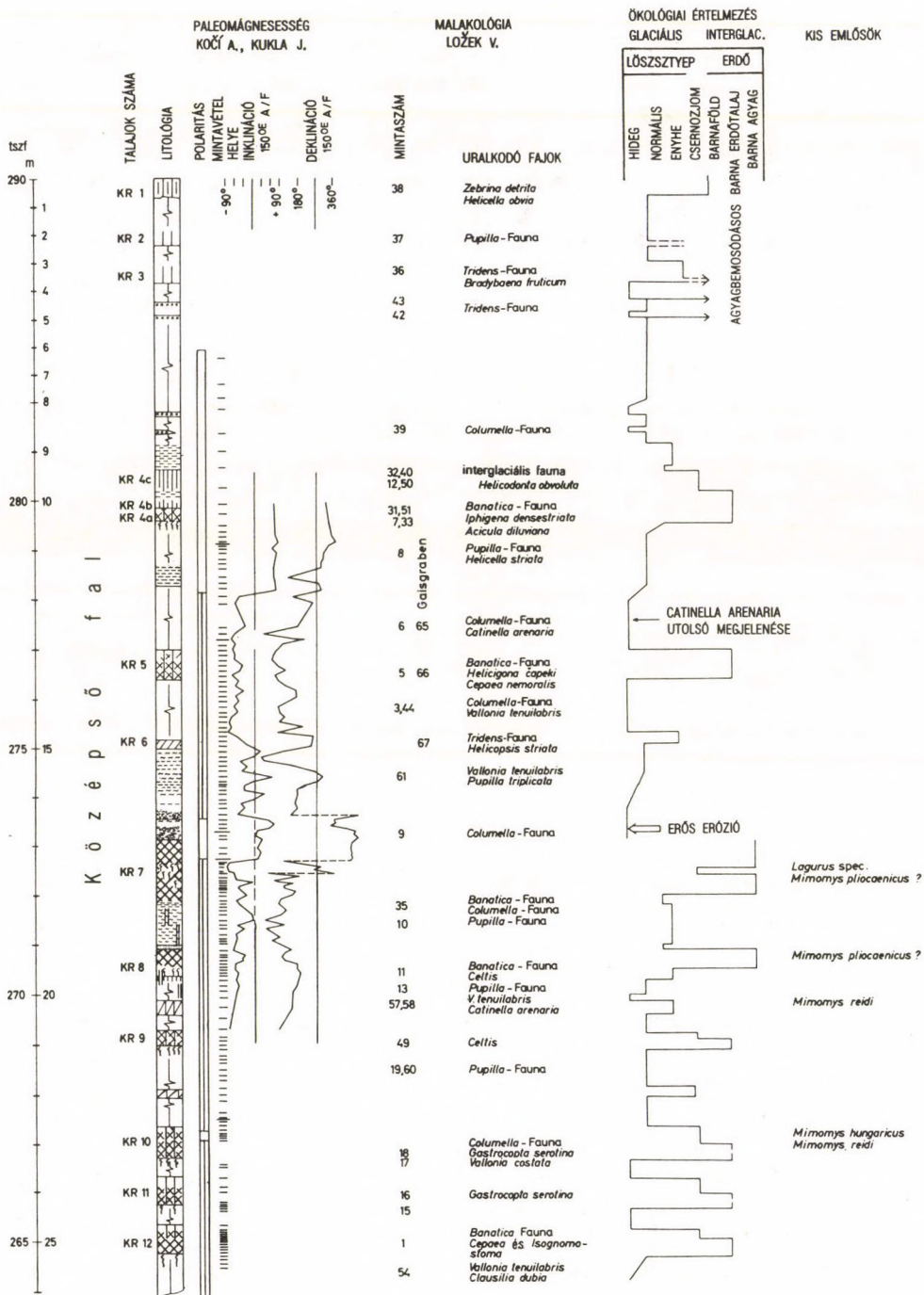
Az idősebb ciklusokban az F-től, de inkább a G-től az interglaciálisok talajtípusát erősen fejlett, agyagos vörösbarna vályog (KUBIENA-féle Braunlehm) képviseli, amelyben elkülönülve nagy karbonátkonkréciók fordulnak elő. A K ciklus vörösbarna poligenetikus képződménynek tartják, ez a folyó legidősebb terasz kavicsára telepszik. Kialakulását nedves, relatíve meleg és szezonálisan száraz klímaviszonyokkal hozzák kapcsolatba (SMOLIKOVÁ 1967). Ez utóbbi talaj felső részében normális mágneses polaritású szakaszt állapítottak meg, amelyet a *Jaramilló* eseménnyel párhuzamosítanak.

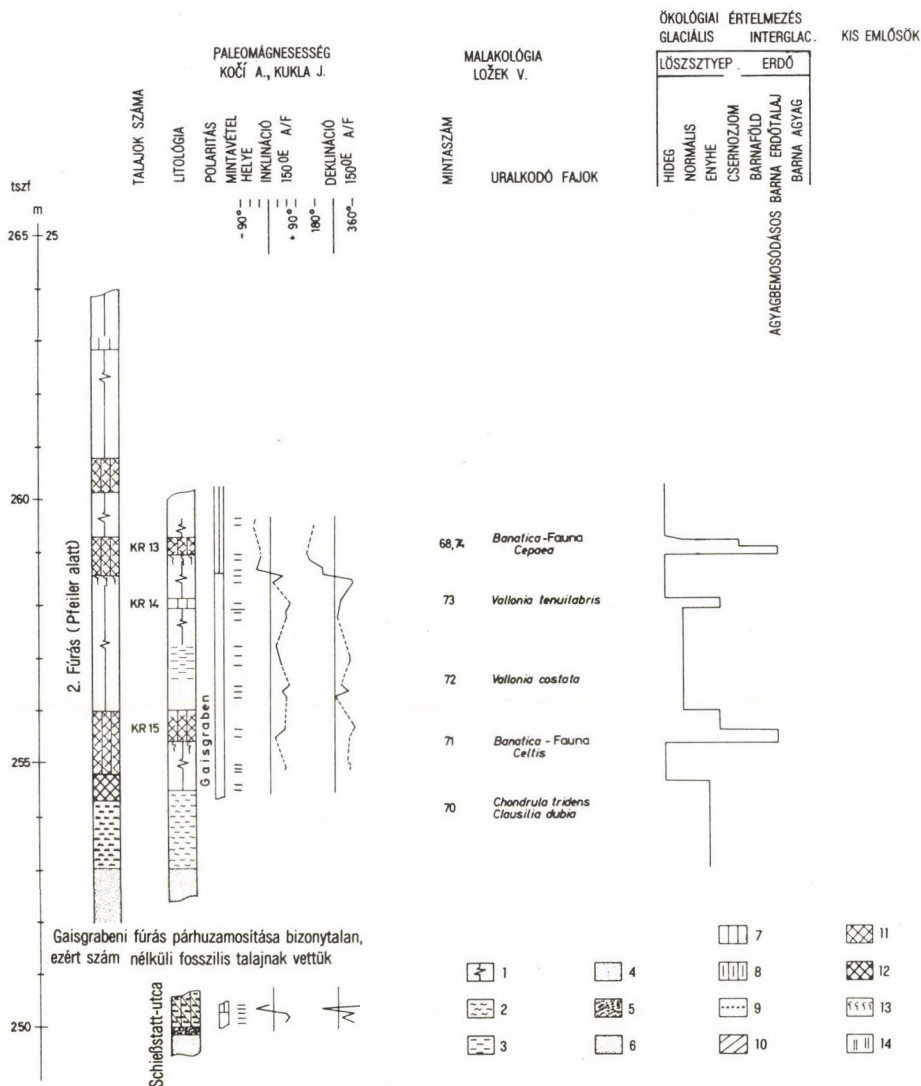
KUKLA (1970, 1975) szerint a mintegy 1 millió évet felölelő szelvény teljesen komplett, bár a részletes tárgyalásnál az eróziós hiátusok lehetőségét nem zárja ki. Ez ui. a feltárás lejtős helyzete és az idősebb ciklusokban is előforduló szoliflukciós, lejtőleemosásos üledékek miatt nagyon is várható. A Červený Kopec lösz- és talajsorozata nagyon érzékenyen reagálhatott az eljegesedések során minden kisebb klímaváltozásra, mivel a skandináviai és az alpi jégtakaró közötti periglaciális korridorban helyezkedett el.

7.3. A KÄRLICH PROFIL (NÉMETORSZÁG, KÖZÉP-RAJNA-VIDÉK)

Koblenz környékén a több fosszilis talajjal tagolt löszöket, löszszerű üledékeket kronológiai szempontból meglehetősen részletesen tanulmányozták (BRUNNACKER 1975, 1984). Jellegzetes, hogy a Kärlich szelvényben több bazalttufa és hamuréteg is előfordul. Továbbá 4 eltemetett agyagbemosódásos erdei talaj és egy bazalttufán kialakult barna erdőtalan (Leutesdorfi interglaciális) képviseli a jégkorközi időszakokat (1. táblázat 13. oszlop). A B/M határ az 5. utolsó előtti interglaciális komplexum (Ville) szakaszba esik, amely a Mosel „Hauptterrasse” kavicsára telepszik (94. ábra).

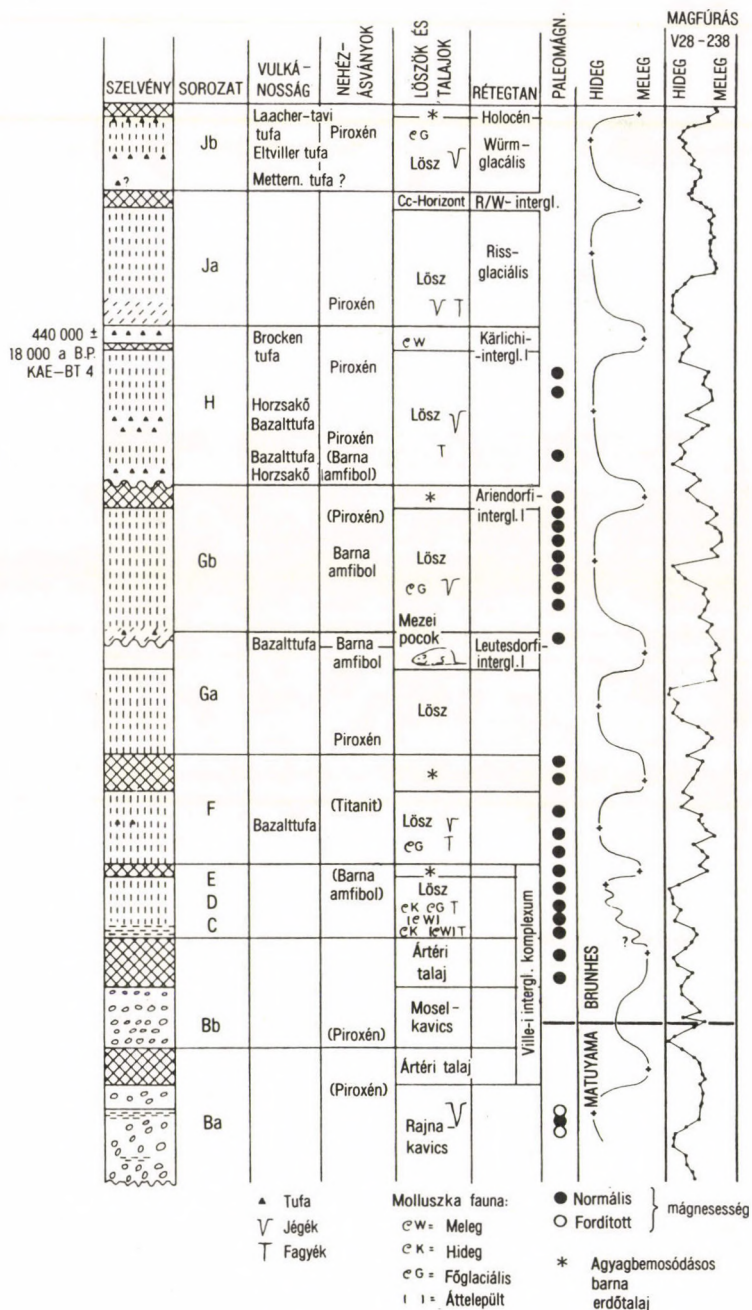
A kärlicsi szelvény BRUNNACKER lösz-őstalaj tagolási módszere szerint 5-6 interglaciális időszakot ölelhet fel. A Rajna „Hauptterrasse”-t a Günz-glaciálissal hozzák párhuzamba. Ebben a terasz kavicsban regisztrálták a B/M földmágnesség fordulót, amely óta 7-8 glaciális, ill. 6-7 interglaciális klímaváltozást tételeznek fel a jelenlegi adatok alapján. E szelvényben az ún. kärlicsi - interglaciális talajt BRUNNACKER (1984) utolsó előtti interglaciális talajnak minősítette (94. ábra). Van den BOGAARD-SCHMINCKE (1988) újabb vizsgálatai szerint a Kärlich-interglaciális talajra települt vulkáni tufát (Brocken Tuff) Ar40/Ar39 datálás alapján 440 ezer évesnek határozták meg. Eszerint a szelvény felső része meglehetősen hiányos. Hasonlóan hiányos több egyéb németországi idősebb löszöket hordozó feltárás (pl. Kaiserstuhl: HÄDRICH 1968, 1985; Bad Soden: SEMMEL 1967, 1974, ZÖLLER és társai 1988; Kirchheim: BRUNNACKER 1975).





93. ábra. Krems-lőtér löszszelvénye (FINK J.— KUKLA G. J. 1977)

1 = lösz; 2 = talajszediment, homoksávos lösz; 3 = szoliflukciós lösz; 4 = homok; 5 = kavics; 6 = amfibolit;
7 = gyengén humuszós; 8 = humuszós; 9 = gleyesedés; 10 = csernozjom barna erdőtalaj; 11 = agyagbemosó-
dásos barna erdőtalaj; 12 = igen erősen gleyes barna erdőtalaj; 13 = Cca szint; 14 = agyaggal kitöltött repedések



94. ábra. Kärlich löszszelvény (Középső-Rajna-mente). BRUNNACKER K. (1984), kibővíve BOGAARD P. van den — SCHMINCKE H.U. vizsgálataai eredményeivel (1988); lásd még 15. ábrát is

7.4. BAD SODEN (NÉMETORSZÁG, ALSÓ-MAJNA-VIDÉK)

A Taunus hegyláb felszínén mintegy 15 m-es löszfeltárásban az idős löszre jellemző agyagbemosódásos barna erdőtalajok fordulnak elő. A hiányos fiatal löszben a Lohner Boden ZÖLLER és társai (1988) szerint (cca. 28,6 ka TL) közvetlenül a jelenkori barna erdőtalaj alatt telepszik. A Bad Soden 1 talajt az *Eem interglaciális képviselőjének* tartják. A feltárás bázisán levő Bad Soden 6 talajban találták a B/M (0,73) zónahatárt (SEMMELE A. 1974). A talajok közötti rétegek a barna löszhöz csupán hasonló, részben szoliflukciós, részben gleyes képződmények (95. ábra). A Bad Soden 2 talaj – a fedőjéből és fekvőjéből nyert TL adatok alapján 157 ka, ill. 256 ka – a Holstein interglaciálisba tartozhat.

Figyelembe véve több hasonló németországi löszfeltárást (Reinheim: SEMMELE A. 1974; Kirchheim: SKOWRONEK – WILLMANN 1984; Riegel an Kaiserstuhl: HÄDRICH F. 1985, GUENTHER E.W. 1987), legalább 6–7 interglaciális erdőtalaj fordul elő a B/M határ felett. A legidősebb 2–3 talajt – általában – a Cromer I–II–III. meleg szakasszal párhuzamosítják (1. táblázat 14. oszlop).

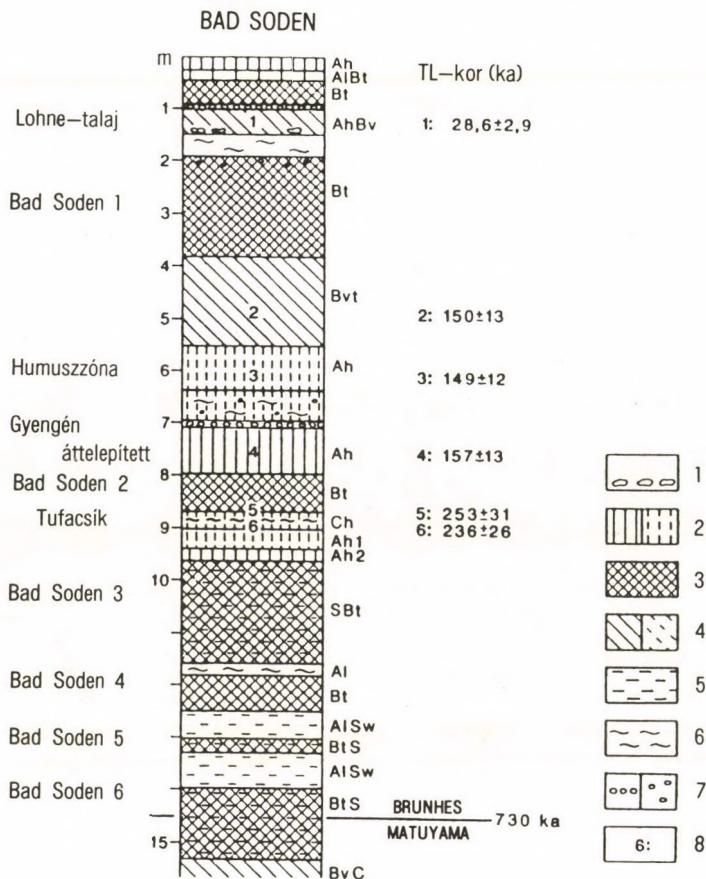
A fentebbi, főként idősebb pleisztocén talajokkal tagolt feltárások mellett néhány olyan löszszelvény is ismeretes (Nußloch, Rotenberg), amelyekben az utolsó interglaciálisba sorolt erdőtalaj fölött 6–7 löszös humusztalaj, Naßboden, ill. talajképződés kifejezett nyoma fordul elő (BENTE B.–LÖSCHER M. 1987, ZÖLLER L. és társai 1988, SEMMELE A. 1974). Ezek egy részében több vezérszintet radiokarbon vizsgálattal (BIBUS E.–SEMMELE A. 1977), ill. a köztes löszöket TL vizsgálattal datáltak (ZÖLLER és társai 1988). E fiatal löszök kronológiailag rögzített rétegsorát BRUNNACKER–HAHN (1978) általánosított szelvénye után, kiegészítésként, a Kärlich szelvényhez kapcsoltuk (31. táblázat 5. oszlop).

Jelentősége abban van, hogy a belga, holland és részben a francia normandiai fiatal löszök, ill. utolsó glaciális kori üledékek (ZAGWIJN–PAEPE 1968, LAUTRIDOU 1982) lényegesen tagoltabbak, mint az idősebb glaciális ciklusok rétegsora. A Középső-Duna-medencebeli fiatal löszök ugyancsak több lösz- és talajréteget alkotnak (lásd még 8. fejezet).

7.5. ACHENHEIM (FRANCIAORSZÁG, ELZÁSZ)

A Déli-Rajna-árokban a Strassbourg környéki löszszelvények (Achenheim, Bötzingen) szintén jelentősek löszsztratigráfiai szempontból. A löszök és talajok sorozatát részletes litosztratigráfiai, pedológiai és TL elemzések alapján 0,5–1 Ma határozták meg (BURACZYNSKI J.–BUTRYM J. 1987, KHODARY-EISSA O. 1968).

Az achenheimi löszszelvény a Vogesek néhány km széles hegylábi lejtőjére telepszik 25–27 m vastagságban. Ebben a réteghiányos szelvényben a legidősebb löszköteg (TL vizsgálat alapján) kb. 300 ezer éves (1. táblázat 15. oszlop). Néhány Rajna-



95. ábra. Bad Soden (Németország) löszszelvényének TL-datálása (ZÖLLER L. és társai (1988) és rétegtani vizsgálata (SEMMEI A. 1974)

1 = löszbabás réteg; 2 = humuszos szint, gyengén humuszos; 3 = agyagbemosódásos barna erdőtalaj (Bt szint); 4 = megbarnult, gyengén megbarnult réteg; 5 = gleyes réteg, pangó vizes; 6 = szoliflukcióval áttelepült réteg; 7 = kavicsos szint, a rétegben elszórtan kavics; 8 = TL minták száma

árokbeli löszfeltárásban (Equisheim, Bötzingen) 400 ezer évnél idősebb TL adatokat a régi fosszilis talajokban, vagy vályogos képződményekben mértek. A Holstein interglaciálisba sorolt talajok alatt már valódi lösz nem mutatható ki. A legidősebb talajt BURACZYNSKI-BUTRYM (1987) a Cromer interglaciálissal hozták párhuzamba. A Dél-Rajna-árokbeli löszök sztratigráfiai tagolását – az ő kutatáseredményeik alapján – vettük fel a korrelációs táblázatunkba (1. táblázat 15. oszlop).

Az Achenheim II., ill. a Dél-Rajna-árok löszszelvényei egyes rétegeinek tagolását TL adatokra és az izotópsztratigráfiával való korrelálásra alapozták. A TL adatok 0,4–1,5 Ma évre visszamenően ma még elég bizonytalanoknak tekinthetők, továbbá e szelvényekben jelentős réteghiányok is előfordulnak. Mindenképpen szükséges lenne e szelvényeket paleomágneses mérésekkel kiegészíteni, ill. ellenőrizni.

A Rajna-árok löszfeltárásait képviselő kombinált sztratigráfiai szelvényben (*I. táblázat 15. oszlop*) hét őstalaj fordul elő.

Az Achenheim I. talajkomplexumot az *Eem*, a Bötzingen V. jelzésű pedig a *Cromer* interglaciálisokba (810–690 ka?) sorolták.

A fiatal, utolsó glaciális kori löszben két arktikus talajt jeleztek (kb. 38 ka, ill. 27 ka B.P.).

A *Saale* glaciálisba két lösz- és egy talajképződményt soroltak be. Ezzel szemben a *Holsteini* szakaszban (287–513 ka B.P.) három lösz- és négy talajréteget határoztak meg TL adatok alapján.

Az *Elster* szakaszba (513–690 ka B.P.) három lösz és két talajt csoportosítottak.

A Dél-Rajna-árok szelvényeinek leírásából és kronológiai beosztásukból úgy tűnik, hogy az idősebb löszök tagolását az oxigénizotóp stádiumokkal való összehasonlítás számottevően befolyásolta.

BURACZINSKI–BUTRYM (1987) szerint a löszszelvények alsó részében előforduló, jelentősen mállott üledékek degradált és átformált idős, pleisztocén talajok. KHO-DARY-EISSA (1968) véleményével megegyezően litológiai, pedológiai alapon feltételezték, hogy a G–M (*Cromer*) meleg szakasz alatt képződött talaj anyakőzete *Günz* glaciális kori löszréteg lehetett. E feltevés azonban bizonyítva nincs. Valószínűbbnek vehető, hogy e talajok, ill. mállott képződmények kialakulása idején az éghajlati feltételek nem voltak alkalmasak löszképződésre.

Az achenheimi löszök középső- és felsőpleisztocén rétegsorának tagolására nagyon figyelemre méltónak tartjuk a HEIM J. és társai (1982) litosztratigráfiai szelvényét, melyet az ősrégészeti kultúrákkal párhuzamosítottak (*96. ábra*).

7.6. A NORMANDIAI LÖSZ

Normandia lösz-, ill. löszös üledékeinek kronológiájára jellemző szelvényt csak több típusfeltárás kombinálásával (la Saint-Brieuc, Elbeuf, Mesnil-Esnard, La Londe) lehetett megszerkeszteni (*I. táblázat 16. oszlop*). Ennek oka, hogy a feltárások többségében számottevő üledékfolytonossági hiányok fordulnak elő.

Az utolsó glaciális aránylag legjobban tagolt homokos lösz, löszös homok szelvényét Saint-Brieucból írták le (WOILLARD G.M.–MOOK W.G. 1982, de BEAULIEU J.L.–REILLE M. 1986). Az utolsó interglaciális kori agyagbemosódásos barna erdőtalaj abráziós kavicsos alakult ki és lejtőüledék közbetelepülésével még két szintet alkot (St. Germain I-II). E fölött 3 további gyengén fejlett barna erdőtalaj, 3 humuszos horizont és

| SZTRATIGRÁFIA | | ACHENHEIM | | Schumacher Wernert | PALEOLITIKUMI KULTÚRA | MAKROFAUNA | | | | | | | | | |
|---------------------|-----|-----------|-----|-----------------------|-------------------------------------|------------|---|---|---|---|---|---|---|---|----|
| | | | 0 m | | | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
| FELSŐ-PLEISZTOCÉN | I | L | | | ← Korai paleolitikum | | | | | | | | | | x |
| | | Is | | | ← Périgordien | | | | x | | | | | x | |
| | | L | | | ← Középső - Aurignacien | | | | | | | | | x | |
| | | Is | | | Moustérien (Valószínűleg Levallois) | | | | x | x | x | x | x | x | |
| | | A I | | | ← Moustérien | | | | x | x | x | x | x | x | |
| | IG | | | | | | | x | | | | | | | |
| | II | L | | | | | | x | | | | | | | |
| | | Is | | | ← Talaj 74 | | | | x | x | x | x | | | |
| | | L | | | Moustérien | | | | | | | | | | |
| | | Is | | | | | | | | | x | x | | x | |
| | | A II | | | | | | | x | x | | | | | |
| KÖZÉPSŐ-PLEISZTOCÉN | IG | | | | | | | x | | | | | | | |
| | III | L | | | | | | x | | | | | | | |
| | | Is | | | | | | x | x | x | x | x | | | |
| | | L | | | | | | x | x | x | x | x | | | |
| | | Is | | | | | | x | x | x | x | x | | | |
| | | A III | | | | | | x | x | x | | | | | |
| | IV | L | | | | | | x | | | | | | | |
| | | Is | | | | | | x | x | x | x | x | | | |
| | | L | | | | | | x | | | | | | | |
| | | Is | | | | | | x | x | x | x | x | | | |
| | | L | | | | | | x | | | | | | | |
| | V | Is | | | | | | x | | | | | | | |
| | | L | | | | | | x | | | | | | | |
| | | Is | | | | | | x | | | | | | | |
| | | L | | | | | | x | | | | | | | |
| | | Is | | | | | | x | | | | | | | |

96. ábra. Achenheimi löszszelvény (Franciaország) rétegtana, őskori kultúrelletei és faunája (LAUTRIDOU J.P. 1982)

IG = interglaciális ; L = lösz; AI—AIII = fosszilis talajok, Achenheim I—III; Is = rétegzett löszvályog. Makrofauna: 1 = *Palaeoloxodon antiquus*; 2 = *Mammuthus trogontherii*; 3 = *Mammuthus trogontherii-primigenius*; 4 = *Mammuthus primigenius*; 5 = *Dicerorhinus mercki*; 6 = *Coelodonta antiquitatis*; 7 = *Equus caballus cf. mosbachiensis*; 8 = *Equus caballus cf. germanicus*; 9 = *Cervus elaphus*; 10 = *Rangifer tarandus*

legalább 3 tőzegképződés maradványa követhető nyomon. A fagyékek (perigelisol) maradványai legalább 5 szintben ismétlődnek meg (31. táblázat 3., 4. oszlop). E tekintetben e szelvényt csak a hasonló korú belga szelvények múlják felül, ahol 6–9 fagyékgeneráció maradványát is megfigyelték (HAESAERTS P. és társai 1981).

Az elbeufi löszfeltárásban három eltemetett agyagbemosódásos barna erdőtalajt sorrendben az Eem interglaciálisba, majd a Saale eljegesedésen belüli interstadiálisba, az Elbeuf III. talajt pedig a Holstein interglaciálisba sorolják (LAUTRIDOU J.P. 1982). Az Elbeuf IV. talaj idős teraszkvácson és lejtőtörmeléken alakult ki. A talajok között a löszhöz hasonló üledékben sok a lejtőtörmelék, szoliflukciós réteg. Különösen jellemzők az ún. „limon à doublets” rétegek, amelyek Normandiában és Belgiumban gyakoriak. E jelenséget – nagy valószínűséggel – a vas és agyag illuvációja okozza az agyagbemosódásos barna erdőtalajok B szintje alsó határa alatt.

Az Elbeuf I-IV. talajok és köztes löszös üledékek paleomágneses vizsgálata szerint normális polaritásúak. Míg az idősebb helyzetű Mesnil-Esnard V-VI. erősen vöröses barna vályog (Braunlehm) polaritása ismeretlen.

Ez idősebb talajok között tulajdonképpen már nincs lösz, hanem sötétesbarna vályog – Staublehm? – a jellegzetes. A *Bosc-huc* eltemetett vörösesbarna vályogtalaj már fordított polaritású, hasonlóan a feküben levő, homokos *La Lond* formáció is. A *La Lond* IX-X. talaj lessivé jellegű, a XI. pedig homokon képződött „lila talaj” (97. ábra). A formáció feküjében már neogén – Reuverien – igen fekete agyag telepszik. Polaritása meghatározatlan.

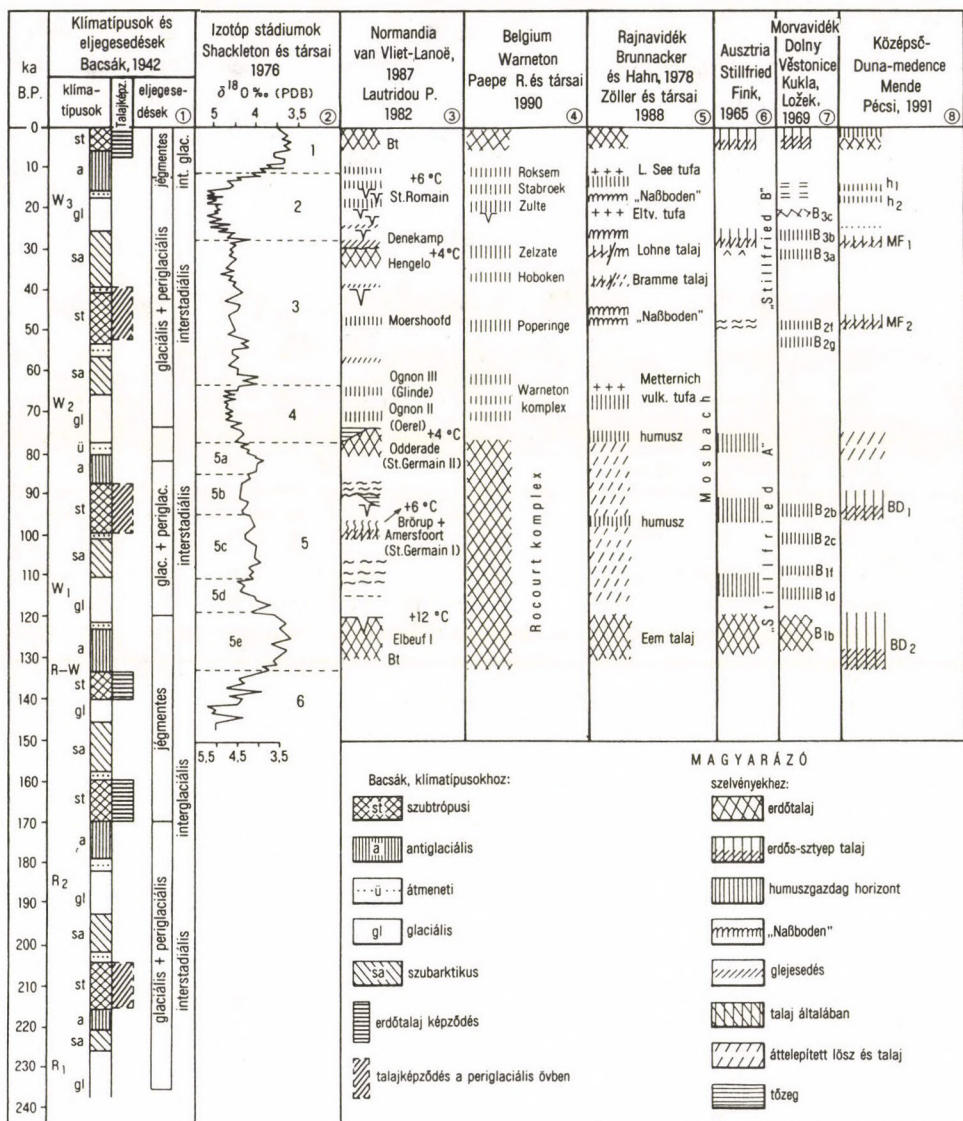
A kombinált normandiai szelvény (LAUTRIDOU 1979, 1982) egyik fő problémája, hogy esetleg rétegismétlődéseket is tartalmazhat. Ezt is számításba véve 8–9 interglaciális talajképződménnyel számolni lehet. Megjegyzendő, hogy legalábbis a *La Lond* IX., X., XI. jelű talajok nem löszön, hanem törmelékes homokon alakultak ki. E szakaszban löszképződés nem volt.

7.7. LUBLINI-LÖSZFENNSÍK (LENGYELORSZÁG)

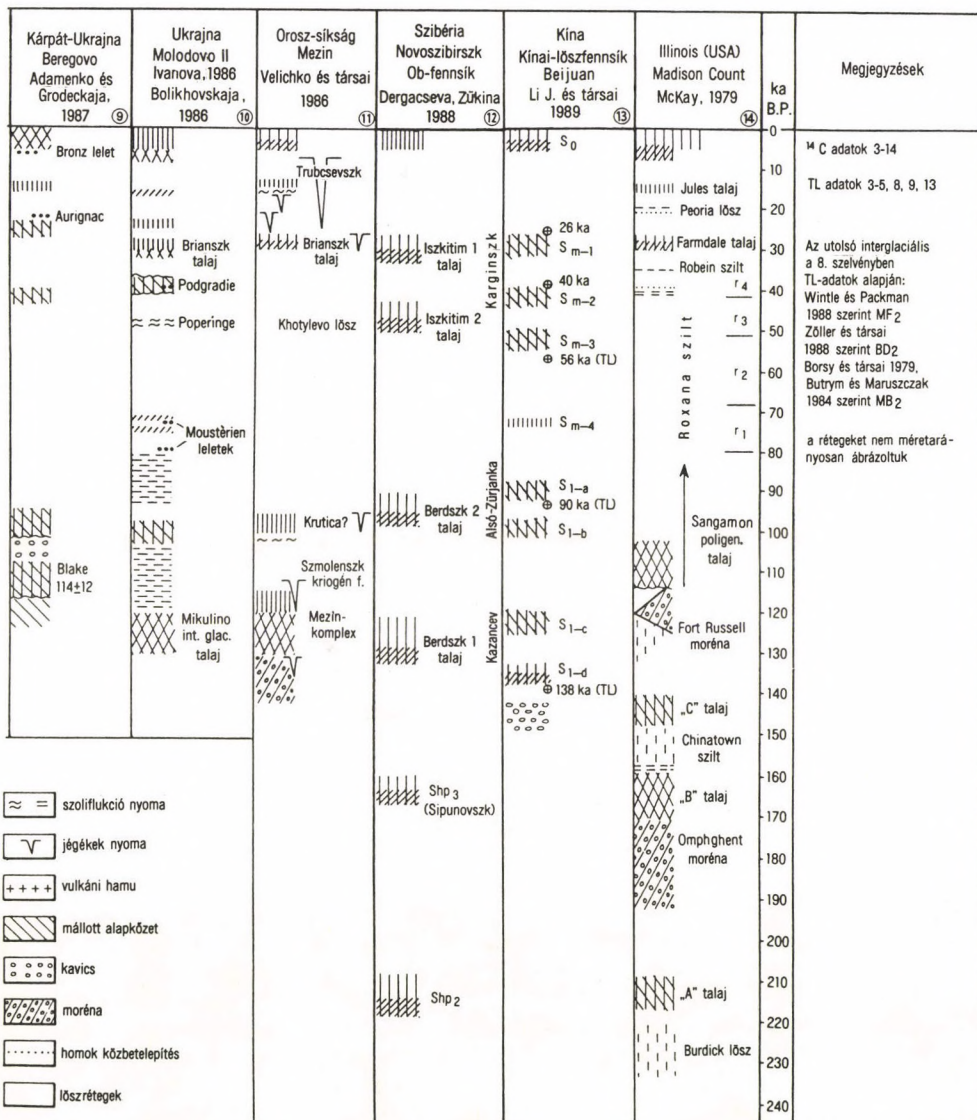
A Skandináv jégtakaró egykori periglaciális zónájában, a Visztula középső folyásától K-re elhelyezkedő lengyelországi löszöket a morénák (MOISKY J.E. 1987), a teraszok segítségével és újabban TL vizsgálatok alapján is (MARUSZCZAK H. 1980, 1986, 1987, BUTRYM J. 1985) datálták. A mintegy 15 m vastag típusfeltárásokban (Niedelew, Lopatki, Sandomierz) három interglaciális erdőtalaj fordul elő (98. ábra, 1. táblázat 17. oszlop). A GJ1 talajkomplexumot az *Eem*-be, a GJ2 talajt a *Wartha* és az *Odera* glaciálisok közötti meleg szakaszba (MARUSZCZAK elnevezése szerint: *Lublin* interglaciális vagy interstadiális, míg a GJ3-at a *Holstein* (*Mazovian*) interglaciálisba (cca 320–330 ka B.P.) helyezték (BUTRYM J. 1985). Ez utóbbi talaj alatt már csak ún. „mállott löszös üledék” telepszik, amelyet tovább nem tagoltak.

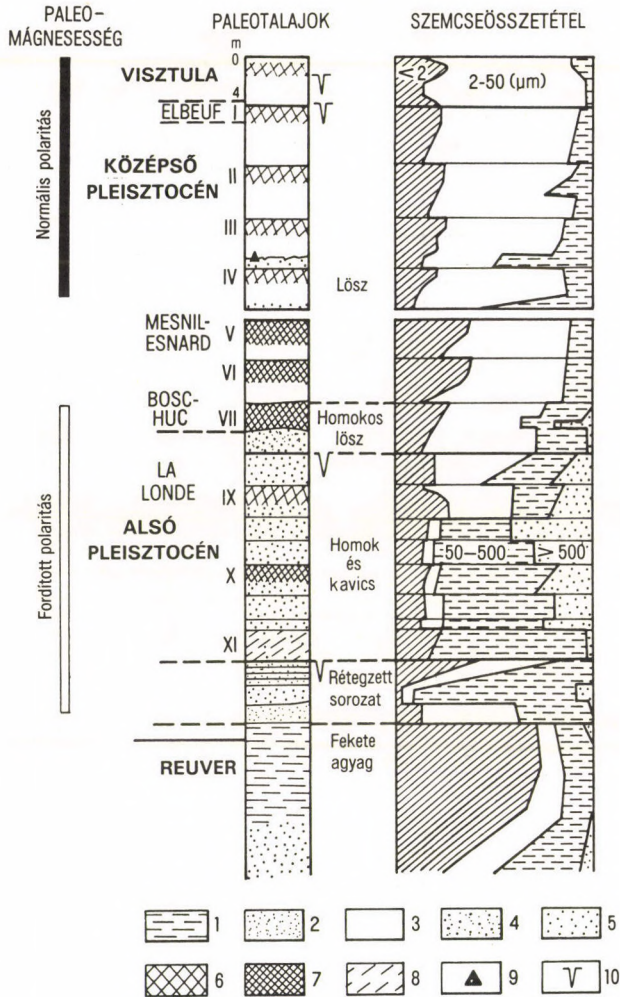
A mintegy 6–8 m vastag *Visztula* glaciáliskori löszben három gyengén fejlett

31. táblázat. Fiatal löszszelvények tagolási lehetősége (PÉCSI M. 1992)



az egyes litográfiai egységek rövidítéseinek (pl. MF₁) magyarázatát lásd a szövegben (7.8. fejezet)

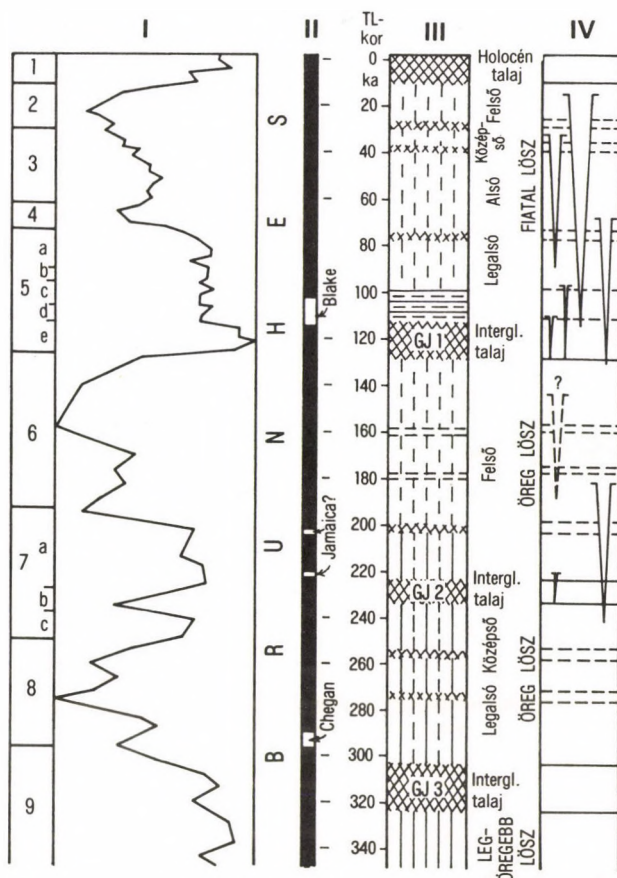




97. ábra. Normandiai löszök lito- és kronosztratigráfiája (LAUTRIDOU J.P. 1982)

1 = tavi üledékek a Reuver és Pre-Tegelen időszakból; 2 = löszös homok; 3 = lösz; 4 = homokos lösz; 5 = homok; 6 = barna erdőtalaj, vagy agyagbemosódásos barna erdőtalaj (Elbeuf IV) B-szintje; 7 = erős agyagbemosódáson és rubifikáción átment talaj; 8 = „lila talaj”; 9 = mésztufa; 10 = jégékek nyomai. I–XI = eltemetett talajok

interstadiális talajt különböztettek meg, ugyanígy a Wartha glaciális löszében is, az Odera glaciális löszben két gyengén fejlett talaj fordul elő. A fiatal löszben 4–5, a GJ1 és GJ2 talajok között 1–2 jégkorszaki maradványa figyelhető meg. A lublini lösztakaró tehát csak három pleisztocén kori jéges, ill. jégközi szakaszt képvisel, a fiatal löszkötegek többsége szolifluidált, rétegzett, löszös üledék (1. táblázat 17. oszlop).



98. ábra. Lengyelországi löszök kronosztratiográfiai tagolódása és összehasonlítása a paleomágneses vizsgálatokkal, valamint az oxigénizotóp-stádiumokkal (MARUSZCZAK H. 1986a)

I = A V28-238 mélytengeri magfúrás oxigénizotóp-sztratiográfiája (SHACKLETON N.J. és OPDYKE N.D. 1973), 1—9 = izotópstádiumok EMILIANI szerint; II = paleomágnesesség; III = lösz-paleotalaj sorozat; GJ¹ = az Eem interglaciális talaj; GJ² = a lublini interglaciális talaj; GJ³ = a Holstein (Mazovien) interglaciális talaj; IV = jégékek nyomai

MARUSZCZAK (1987) szerint a *Saale* glaciális előtti *Presaalien*, ill. *Elster* vagy annál idősebb lösz nem maradt meg, vagy erősen mállott. A lengyelországi löszök általánosított szelvényében (98. ábra) MARUSZCZAK (1986) réteghiányt nem tüntet fel. A lublini TL laboratórium abszolút kronológiai adatait WINTLE A.G. (1987) alulértékeltnek tartja, vagyis az egész löszszelvény esetleg idősebb is lehet. Így az oxigénizotóp sztratiográfiával való összehasonlítás is bizonytalan lehet.

7.8. PAKS, KÖZÉP-DUNA-MEDENCE (MAGYARORSZÁG)

A paksi téglagyár löszfeltárása és a környék több fúrásszelvénye Kelet-Közép-Európa legjobban tagolt lösz és paleotalaj sorozatát képviseli. Az elmúlt fél évszázad során (BULLA B. 1938, SCHERF E. 1936, KRIVÁN P. 1955, ÁDÁM L.–MAROSI S.–SZILÁRD J. 1954, STEFANOVITS P.–RÓZSAVÖLGYI J. 1962, HAHN GY. 1969, BRONGER A. 1976) számos litosztratigráfiai feldolgozás született. Az utóbbi évtizedben az abszolút kronológiai módszerek is alkalmazásra kerültek (PÉCSI M.–PEVZNER M.A. 1974, MÁRTON P. 1979b, BORSY Z. és társai 1979, BUTRYM J.–MARUSZCZAK H. 1984, WINTLE A.G.–PACKMAN S.C. 1988, ZÖLLER L.–WAGNER G.A. 1990).

A 45 m-es téglagyári feltárásban közel 200 m szélességben lehetett követni – évtizedeken át – a lösz és fosszilis talajok, közbeékelte homokrétegek, eróziós hiátusok és eltemetett dellék térbeli helyzetét és megadni azok számát (38., 60., 61., 91. ábra).

A paksi löszfeltárás rétegsorában a bányaművelés előrehaladtával feltáruló újabb és újabb szelvényekben, a löszök és a talajok számában eltérések mutatkoznak (91., 99a,b. ábra). Mind a feltárásban, mind a fúrásokban réteggülönbségek észlelhetők (bővebben lásd 10. fejezetben). Bizonyos különbségek ugyancsak fellelhetők több környékbeli feltárás és fúrás szelvényében is (PÉCSI M. és társai 1979b, PÉCSI M. 1986b).

A téglagyári feltárásban a B/M paleomágneses határig 8–11 eltemetett talaj és 9–12 lösz, ill. löszös réteg, 2–3 homok közbetelepülés fordul elő. A B/M határ alatt csupán 2 idős löszökeget és 1 őstalajt kapcsolunk a löszsorozathoz (PÉCSI M. 1982, 1986b,



99a. ábra. A paksi löszfeltárás és tagolása BACSÁK (1942) szerint (Foto: BACSÁK GY.)



99b. ábra. A paksi löszfal a vasútállomással szemben (Foto: RÓNAI A. 1952. évi őszi állapot)
A fényképen kijelölt paleotalajok utólagosan kerültek összehasonlításra a paksi téglagyár feltárásával

1987b), amelyek a *Jaramillo* (0,96 Ma) eseménynél fiatalabbak. Így Pakson – a fúrások és feltárások alapján más hasonló környékbeli lösz-szelvényekben is – összesen 9–12 fosszilis talaj, 12–14 löszréteg (maximum 16) – fordul elő, a talajcsonk maradványokat nem számolva (1. táblázat 18. oszlop).

A paksi löszsorozat alatt néhány környékbeli fúrásban vörös és tarka agyagtalaj telepszik, gleyes iszap- és agyagrétegekkel váltakozva, melyek szintén szubaerikus képződmények, PÉCSI M. (1982) szerint azonban nem löszök. A nem löszös formációban a vöröstalajok száma átlag 6, de előfordul, hogy 8–10 talajréteg telepszik egymásra. Ezeket világosszínű, konkréciós, meszes felhalmozódási szintek különítik el egymástól. A vöröstalajok között egyes fúrásokban (Paks, Dunaföldvár, Dunakömlőd, Szekszárd) erősen humuszos, fekete réti agyagtalajok, ill. gleyes, mocsári talajok is települnek közbe.

A vizsgálatok szerint a löszsorozatban és az alatta fekvő agyagos, vályogos formációban összesen 17–23 talajképződmény fordul elő.

Az utolsó 700 ezer év löszsorozatában Pakson (ill. a Közép-Duna-medencében) 8–11 eltemetett talajt lehet kimutatni (1. táblázat 18. oszlop). Ezek között a fiatal löszökben 1–2 humusz zóna, ill. 2–3, főként csernozjom típusú, sztyep-, erdőssztyep-talaj fordul elő. A mintegy 25 m vastag, fiatal lösz bázisában található az első kifejezetten barna erdőtalaj (MB jelzés). Paleopedológiai, litosztratigráfiai, továbbá paleontológiai adatok és a TL vizsgálatok (BORSY Z. és társai 1979, BUTRYM J.–MARUSZCZAK H. 1984) figyelembe vétele alapján ezt az erdőtalajt utolsó interglaciális korúnak tartottuk (PÉCSI M. 1972, 1987d). Korábban, a MILANKOVIĆ–BACSÁK séma alapján az R₁–R₂ meleg szakaszba sorolták (BULLA B. 1937, ÁDÁM L.–MAROSI S.–SZILÁRD J. 1954, KRIVÁN P. 1955, lásd részletesebben a 60. ábrán). Néhány újabb TL vizsgálat a 10–12 m-ben előforduló BD₁, BD₂ csernozjom talajkomplexum utolsó interglaciálisba sorolását helyezi előtérbe (88. ábra).

Mindenesetre további részletesebb vizsgálatokat igényel az utolsó interglaciális talajának felismerése.

Nem kizárt, hogy a Kárpát-medencebeli 20–25 m vastag, fiatal löszök nem csupán az utolsó glaciális, hanem a *Riss* és a *Würm* eljegesedések és meleg szakaszok maradványai. BACSÁK pl. nyomatékosan hangsúlyozta, hogy a két utolsó glaciális az előzőekhez viszonyítva szorosabban kapcsolódott egymáshoz. Ugyanakkor az is tény, hogy a fiatal löszök jobban megőrződtek és fosszilis talajokkal gazdagabban tagoltak, mint az idős löszök. Ezeknek a korrelálása az izotópsztratigráfiával, ill. a KUKLA-féle löszciklusokkal nem könnyű feladat. Mert egyszerűen — a talajok, löszök, delleképződmények száma alapján — sematikusan sem lehet a paksi feltárás fiatal löszsorozatát a B–F löszciklusokba (KUKLA G.J. 1977) sorolni (65. ábra) a szimplifikáció veszélye nélkül.

A Közép-Duna-völgyben PÉCSI M. (1982, 1987a) szerint a löszsorozat alatti szubaerikus (dunaföldvári) formációt, amelyet korábban Magyarországon is löszös üledékek sorozatához számoltak, valószínűleg a Kínai-löszfennsík ún. Alsó-Lishi és Wucheng sorozatával, az ukrainai löszök alsó részében fekvő vöröstalaj, tarka agyag és vályog rétegekkel, továbbá a közép-ázsiai vörösbarna és rózsásbarna vályogtalajok (köves löszök) képződésével lehet korrelációba hozni.

E formációk képződése idején az alsópleisztocén (ill. a pliocén) során a földrajzi zónák nagyobb részében a paleogeográfiai viszonyok nem tették lehetővé a löszök kialakulását (PÉCSI M. 1984a., b., 1987b). Kivétel lehetett a korai pleisztocénban

eljegesedett magas hegységek (Alpok előterében pl. Krems) közvetlen környéke, ott is csak aránylag rövid időtartamok alatt.

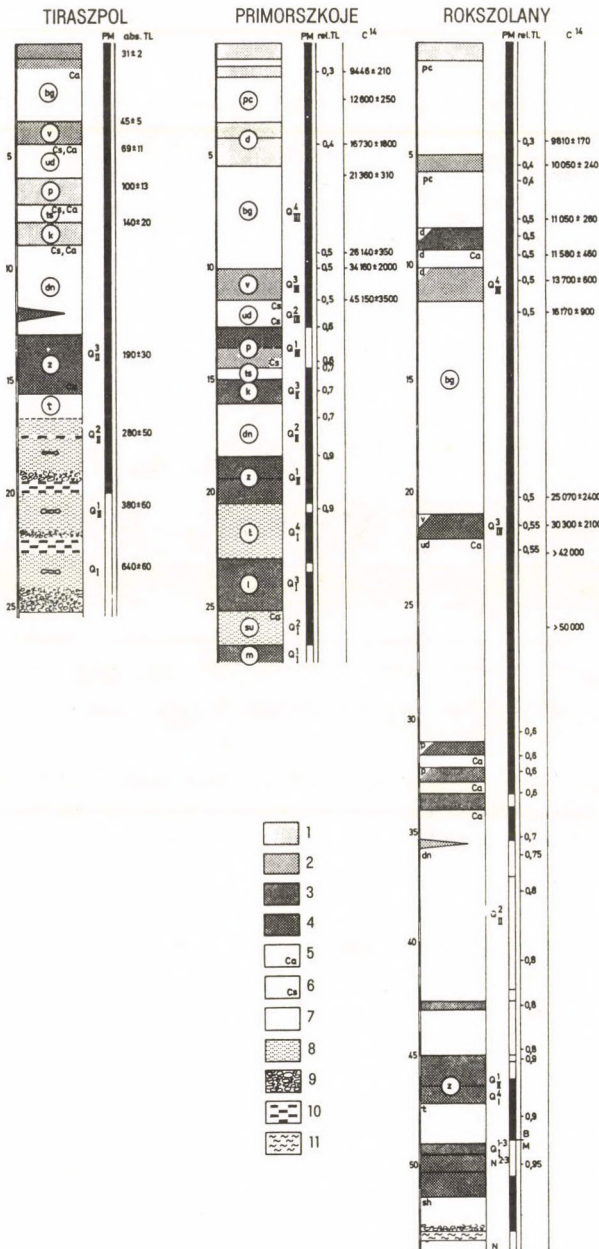
E felfogásunkat talán jobban érthetővé teszi annak a körülménynek a hangsúlyozása, hogy a hulló porból nem mindig és nem minden földrajzi zónában képződik lösz. Ha ugyanis a porfelhalmozódás sebessége valamely helyen kisebb, mint a felületi lemosás, a talajképződés és mállás együttes hatása, akkor e helyen nem lösz képződik, hanem talaj, ill. mállástermék (agyag, vályog).

Ellenkező esetben minél nagyobb a porfelhalmozódás sebessége és minél kisebb a felületi lemosás és gyengébb a mállás, ill. talajképződés, annál jelentősebb lehet a képződő löszköteg vastagsága. Úgy tűnik, ez lehet az egyik alapvető oka, hogy az aránylag nedvesebb klímákon a löszkötegek vékonyabban vagy hiányosabban alakultak ki, mint a relatíve szárazabb löszvidékeken.

7.9. KÖZÉPSŐ- ÉS ALSÓ-DNYEPER MENTI LÖSZFELTÁRÁSOK (UKRAJNA)

Az ukrainai lösz- és őstalajsorozatot nagyszámú fúrás és feltárás felhasználásával, főként a Dnyeper menti völgyi és vízválasztó helyzetben lévő szelvények alapján tagolták (VEKLICH M.F. 1979, 1982, SIRENKO N.A. 1984). Táblázatunk összeállításához a Szpaszkoje (Közép-Dnyeper-kanyar), a Sirokaja Balka és a Rokszolany löszszelvényt (Alsó-Dnyeper-mente) vettük alapul, továbbá a löszsorozat alatti szubaerikus vályog, agyag és barnászörös talajok sorozatát VEKLICH M.F. beosztása nyomán (100. ábra).

A Dnyeper menti löszsorozatot 8 lösz, ill. löszszerű réteg (pc – Pricernomorje; bg – Bug; ud – Udai; ts – Tjasmin; dn – Dnyeper; t – Tiligul; su – Szula; pa – Priazov) és 7 fosszilis talaj (d – Dofinov; v – Vitacsev; p – Priluki; k – Kaidak; z – Zavadov; l – Lubny; m – Martonos) tagolják. Az egyes lösz- és talajrétegek korát TL, radiokarbon, paleomágneses és egyéb földtani adatok felhasználásával kalkulálták (1. táblázat 19. oszlop). A *Brunhes–Matuyama* paleomágneses zónahatárt (0,73 Ma) a 7. lösz (Szula) és a 7. talaj (Martonos) között észlelték. E határ alatt tehát még egy-egy lösz és fosszilis talajt sorolnak az ukrainai séma alapján a löszsorozathoz, ill. a pleisztocénhez. A legalsó lösz (Priazov) korát kerekén 1,0 M évesnek számították (VEKLICH M.F. 1979). A löszsorozat alatti szubaerikus formációt további 8 agyag-vályog, ill. legalább 8 talajszintbe csoportosították. Ezek fekéjében (felsőmiocén) pontusi emeletbe tartozó tengeri üledék telepszik. A legidősebb talajt (Ivanovszk) 4,6 millió évesnek tartják. Vagyis a lösz előtti szubaerikus rétegsor a *Matuyama*, *Gauss* és a *Gilbert* paleomágneses zónák nagy részét képviseli, mely VEKLICH tagolása szerint legalább 16 sztratigráfiai szintet alkot. Az ukrainai vöröstalaj-agyag-vályog formáció posztpontusi geológiai helyzetével, kronosztratigráfiai értékelésével együtt bizonyos mértékben hasonló a Kárpát-medencebeli Dunaföldvári formációhoz (lásd még 10. fejezet).



100. ábra. Tiraszpol, Primorszkoje és Roksizolany löszszelvényeinek vázlatos ábrázolása (FINK J. 1976)

1 = humuszos talaj; 2 = barna erdőtalaj; 3 = agyagbemosódásos barna erdőtalaj; 4 = rubifikált paleotalaj; 5 = mészkicsapódás; 6 = gipsz felhalmozódás; 7 = lösz (általában); 8 = homok; 9 = kavics; 10 = ártéri vályog; 11 = márga. A szelvények VEKLIČS M.F. nyomán készültek

SIRENKO N.A. (1984) paleopedológiai vizsgálatai arra utalnak, hogy az idős agyag-vályog rétegek is kémiai és biológiai mállásnyomokat hordoznak és ezek közé 6–12 erősen fejlett fosszilis talaj telepszik közbe. A pliocénbe sorolt agyagokban a szedimentációs ciklus elején és végén gyengén fejlett, primitív talajok képződtek. Ezt a jelenséget megfigyelték a pleisztocén löszrétegek (L6, L5, L2 és L1) felhalmozódási ciklusai kezdeti és befejező fázisában is (cikluson belüli pulzációs jelenség).

Az egyes talajszintek a Dnyeper menti szelvényekben határozott zonalitást tükröznek. Emellett a Catena-elv is jól kifejezésre jut, mert pl. a vízválasztókon a szedimentáció rátája mindig kisebb — egy talajkomplexum csupán egy talajszelvényt képez —, de poligenetikus szerkezetet mutat.

Az eltemetett talajok típusai alapján feltételezhető, hogy a pliocéntól a pleisztocén végéig a csapadék és a hőmérséklet fokozatosan csökkent. A pliocén elején és közepén (4,4–2,4 M évig) főleg mediterrán jellegű vörös erdőtalajok, majd erdős-sztyepek, azután az alsópleisztocénig (Martonos cca.0,9 Ma) barnás, cinnamon színű xerofil erdőtalajok, réti talajok képződtek, majd a pleisztocén közepétől a barna erdőtalajok különböző típusai, csernozjomszerű és valódi csernozjom, gesztenyebarna talajok váltak uralkodóvá. A Fekete-tengerhez közeledő átmeneti zónákban szubtrópusi, félig száraz jellegű vöröses, világos és sötét, karbonátos cinnamon színű sztyeptalajok képződtek, helyenként szolonyeces kifejlődéssel. A gesztenyebarna talajt DNy-on aridus barna talaj is kísérte. SZIRENKO N.A. szerint a talajok zonalitása a pliocénben kevésbé volt differenciált, mint a pleisztocénben, mivel az alsópliocén sárgás-vörösgyag (Ivanovszk cca 4,6 Ma) csaknem mindenütt előfordul Ukrajna területén. A felsőpleisztocénben a zonalitás ismét csökkent (főleg sztyep jellegű talajok képződtek; Vitacsev 60 ka és Dofinov 30 ka) az éghajlat ariditásának növekedése miatt. Feltehetően az ariditás fokozódása miatt képződtek ismételt csernozjom talajok a Kárpát-medence fiatal löszeiben is, még olyan zónában is, ahol ma barna erdőtalajok fordulnak elő. A fagy okozta deformáció a löszben a 9. eltemetett talajtól kezdve figyelhető meg, általában a talajok képződése kezdeti és befejező szakaszában. Kifejezetten állandóan fagyott talaj formamaradványaira csak a „Dnyeper”, „Bug” és a „Tiligul” stádiumokban lehet következtetni a Középső-Dnyeper mentén. Ukrajna északibb részein a szoliflukció dominált és így többnyire szerkezet nélküli kriogén üledékek jöttek létre.

7.10. OB MENTI LÖSZFENNSÍK, ELULINO PROFIL (SZIBÉRIA)

Dél-, ill. Nyugat-Szibéria nagy kiterjedésű és vastag löszeiről a közelmúltban igen jelentős löszkronológiai tanulmányok jelentek meg (ARKHIPOV S.A. 1977, VOLKOV I.A.–ZYKINA V.S. 1984; SHAEVICH YA.E. 1984, 1987). Az Ob menti löszfennsík az Altáj-hegység É-i lealacsonyodó hegylábfelszínétől kezdődik és Barnaul-Novoszibirszk felé csaknem 300 km hosszan terjed a Baraban-síkságig. Az óriási hordalékkúpon folyóvízi homok, homokos lösz, lösz és őstalaj rétegek sorozata telepszik. SAJEVICS részletes finomrétegtani feldolgozása szerint 11 „löszciklus” ismerhető fel. A vastag lösz-

és homoksorozat helyenként 100–120 m-t is elér, és a tanulmányozott szakaszon az Elulino szelvényben 10 eltemetett talajréteg vált ismertté (1. táblázat 20. oszlop és 64. ábra).

A ciklusok többsége homokkal, iszapos homokkal kezdődik, kivéve a IX., III. és a II. ciklust, amelyekben a homokos iszap, vagy homokos lösz a kezdőréteg, és a ciklust záró fosszilis talaj alatt telepszik a lösz, vagy löszös üledék. A VI. ciklus a legvastagabb (12 m) és ennek túlnyomó része homok. Feltételezik, hogy a csaknem azonos vastagságú ciklusok szabályosan ismétlődő éghajlatváltozásokat tükröznek.

Paleomágneses, TL, C^{14} elemzések és a szedimentációs ráta alapján kalkulált koradatok szerint a III. ciklus zárótalaja 100–120 ka és a cikluskezdő réteg kb. 150 ka. A XI. ciklus záró talaja éppen a B/M határ alatt telepszik, korát 740–790 ezer évesnek tartják (64. ábra), ennek a feküjében lévő löszös vályog korát pedig 863 ± 96 ezer évesnek számították (ARKHIPOV S.A. 1977, ARKHIPOV és társai 1982, 1986).

Mindenesetre nagyon érdekes, hogy az Ob menti löszfennsík SHAEVICH (1987) által értelmezett 11 löszciklusa az utolsó 1 millió éven belül alakult ki, a B/M határ alatt itt is csupán egy fosszilis talaj és egy löszszerű köteg képződött. KUKLA 11 löszciklusának kora ugyancsak egymillió éves, de SAJEVICS és KUKLA ciklushatárai – az eddigi adatok szerint – jelentősen eltérnek egymástól (1. táblázat 9. és 20. oszlop).

Az Ob menti löszfennsík sorozatát képező folyóvízi, eolikus üledékek és a talajképződmények ilyen szabályos váltakozása legalább is az itteni löszsorozat poligenetikus értelmezését támasztja alá (lásd még 4.5. fejezet).

7.11. CSASMANIGARI LÖSZSZELVÉNY(KÖZÉP-ÁZSIA, TADZSIKISZTÁN)

A Nyugat-Tien-San vonulatának hegylábi övezetében, a köztes medencékben a lösz- és őstalajsorozat helyenként 100–200 m vastagságú. Különösen attraktív feltárásokat lehet tanulmányozni a Tadzsik-medencében. Ugyancsak vastag a löszsorozat (50–100 m) az üzbég Szamarkand, Taskent (MAVLYANOV G.A. 1958, SHERMATOV M.SH.–TOICHIEV KH. 1982) és Alma-Ata (Kazahsztán) környéki hegylábi zónában is.

A csasmanigari feltárást D-Tadzsikisztánban a legrészletesebben feldolgozott és a legtagoltabb típusszelvénynek minősítik (DODONOV A.E.–PENKOV A.V. 1977, DODONOV 1979, 1982, 1986, 1987, LAZARENKO A.A. és társai 1977, LAZARENKO A.A. 1984).

A csasmanigari külszíni feltárás tulajdonképpen egy völgyközi hát metszete, amelynek löszsorozatát hatalmas földcsuszamlás tárta fel, mintegy 180 m vastag szelvényben (101. ábra).

A szelvény két fő részre tagolódik:

– A felső 90–100 m-es rétegsort 10 erősen fejlett, fosszilis talaj tagolja, amelyeket 3–12 m vastag löszkötegek választanak el egymástól (1. táblázat 21. oszlop). A IX. és X. számú talajok közötti löszben mutatták ki a B/M (0,73 Ma) paleomágneses zónahatárt. Litosztratigráfiailag igen jelentős eróziós határ azonban a X. talaj alatt jelentkezik, amely – hasonló pozícióban – a tadszik löszszelvényekre jellemző (LAZARENKO A.A. 1984, DODONOV A.A. 1982, 1987).

– A szelvény eróziós hiátus alatti része kb. 90 m, melyben 27 további talaj fordul elő, a köztes rétegek vastagsága a szelvény felső részéhez viszonyítva lényegesen vékonyabb, sőt a 20–37 számmal jelölt talajok között csak 0,5–2 m vastag meszes horizont ékelődik be. DODONOV A.A. a szelvény alsó részében előforduló talajokat (11–37 jelzésűeket) tíz pedokomplexumba csoportosította (IX–XX). A talajkomplexumok közötti rétegeket (ill. jórészt talajok felhalmozódási zónáját) tömörségük, cementáltságuk, texturájuk, színük (halványbarna, rózsaszín) a valódi lösztől élesen elkülöníti. Helyi megnevezésük – tömörségük miatt – köves lösz.

Több feltárásnak és esetenként egy-egy szelvényrésznek többszöri paleomágneses elemzése alapján a *Jaramillo* normális polaritású alzónát a 14. és a 17. talajok között, ill. a XII. pedokomplexumban mérték (DODONOV A.A. 1982, 1987), az *Olduvai* normális polaritású alzónát (1,6–1,8 Ma) pedig a 33–35. talajokban észlelt normális mágnesezettséggel párhuzamosítják. A XX. talajkomplexum fekvőjében vöröstalaj, majd talajosodott, törmelékes, löszszerű üledék (aleurit) telepszik (Kuruksai rétegek), amelynek bázisát neogén konglomerát és homokkő képviseli. Ez utóbbiakat részletesebben nem tagolják (1. táblázat 21. oszlop).

A *Csasmanigar* szelvény felső részében, a *Brunhes* zónán belül több kisebb paleomágneses epizódot (eseményt) is észleltek: a 2. löszkötegtben *Lachampe* (0,020 Ma), az 5. löszkötegtben *Blake* (0,12 Ma).

DODONOV (1982, 1987) kronosztratigráfiai tagolása szerint az 1–5. löszköteg az utolsó glaciális során, az V. talajkomplexum pedig az utolsó interglaciális alatt (R–W) képződött. E talajkomplexumból több feltárásban is (Kajrudak, Lahuti, Homaka) híres paleolitikultúrák kerültek elő (RANOV V.A. 1980, RANOV V.A. — NESMEYANOV S.A. 1973),

DODONOV (1984, 1987) *Csasmanigar*, ill. Közép-Ázsia löszszelvényeinek rétegsorát – irodalmi adatok alapján – összevetette a mélytengeri fúrások (V28–239, V28–238) izotópsztratigráfiájával és a Kínai-löszfennsík gazdagon tagolt szelvényeivel egyaránt. Az EMILIANI-féle 5. stádium a IV. és V. talajkomplexumokat és a köztes 5. löszréteget képviselheti DODONOV szerint.

A kínai Luochuan löszszelvény 5. paleotalaját (S5) a *Csasmanigar* VI. talajkomplexummal hozta korrelációba. A *Csasmanigar* X. és idősebb közép-ázsiai talajokat (11–37-ig) és az azok által a közbezárt „köves lösz” rétegeket a kínai Wucheng formációval korrelálta.

Közép-Ázsia barnás-rózsaszínű, uralkodóan őstalajok egymásra településéből álló szubaerikus formációja kronológiailag is, rétegtani helyzete alapján is lényegében a Wucheng és az Alsó-Lishi lösz-talaj sorozat egy részével párhuzamosítható (PÉCSI M. 1984). Mindkét helyen az utóbbi formációk vörőstalajokra, ill. neogén szárazföldi üledékekre települnek.

E formációk képződése idején a paleogeográfiai körülmények – mind a Csasmanigar, mind a Luochuan szelvény klímagörbéje szerint – a *Jaramillo* eseményt (0,9 Ma) megelőző szakaszban – uralkodóan a meleg klímaszakaszok váltakoztak aránylag rövidebb lehűlési szakaszokkal (PÉCSI M. 1984a, 1987b). Ugyancsak ez a jelenség olvasható ki a mélytengeri magfúrások oxigénizotópos klímagörbéjéből is.

Mindezek véleményünk szerint azt jelentik, hogy a mintegy 1 millió évnél korábbi alsópleisztocén – pliocén időszakokban a lehűlések gyengébbek és rövidebb tartamúak voltak. Hatásuk gyenge volt, ezért csak a löszhöz hasonló üledékek, málladékok, talajok képződésére nyílt lehetőség.

E szempontból nem érdektelen megemlíteni, hogy a Tadzsik-medence lösz-paleotalaj sorozatában végzett pollenelemzések szerint (GRICHUK V.P. 1984, BOLIKHOVSKAYA N.S. 1984) nem találtak éles különbséget a lösz és a talajrétegek pollentársulásai között. A felsőpleisztocén löszökben is jelentős a fa-pollen aránya és inkább a mai klíma szárazabb, mint az utolsó glaciális kori.

Úgy tűnik a talajok típusainak váltakozása alapján is, hogy az arid, ill. a humid szakaszok váltakozásának e területen legalább olyan döntő szerepe volt – ha nem nagyobb –, mint a „hideg” vagy „meleg” szakaszok váltakozásainak a löszök, ill. a talajok kialakulásában.

A felsőpleisztocén klímaoptimumát DODONOV szerint az V., LAZARENKO szerint a III. talajkomplexum képviseli. Egyébként általában a közép-ázsiai közép- és felsőpleisztocén őstalajok a löszben meglehetősen hasonlóak; többé-kevésbé szemiaridus, aridus, sztyeptalajok (száraz-szubtrópusi talajok), szürke, cinnamon talaj, szürke sivatagperemi talaj, szemiarid szürkésbarna talaj. A Tien-San K-i előterében (Alma-Ata környékén) pedig a szerozjom, a csernozjom jellegű fekete talaj és a gesztenyebarna talajok is gyakoriak (LAZARENKO A.A. 1984).

Földrajzi környezeti, főként hegységi, zonális különbségek ma is és korábban is voltak. A Tien-San Ny-i és É-i hegylábi előtere lényegesen szárazabb, mint a magas fekvésű Tadzsik-medence, ahol a lösszel fedett völgyközi háta 1700 m magasságig emelkednek. Azonban a medence belseje felé a lejtőkön az ariditás gyorsan növekszik. Az orográfiai körülmények a pleisztocén folyamán is hasonló módon befolyásolták a talajzónák kialakulását. Éppen ezért a közép-ázsiai hegységek nagymértékű – fiatal pleisztocén alatti – kiemelkedésének hatásával is számolni kell a talajok, ill. a löszök képződésének paleogeográfiai rekonstruálásánál.¹

¹ A Kínai-löszfennsík néhány típusfeltárása kronológiai tagolását a 9. fejezetben – egy esettanulmány keretében – tárgyaljuk.

8. FIATAL LÖSZÖK ÉS A PALEOGEOGRÁFIAI VISZONYOK VÁLTOZÁSAI

8.1. A LÖSZSZELVÉNYEK JELENTŐSÉGE AZ UTOLSÓ ELJEGESEDÉS TAGOLÁSÁBAN

A felsőpleisztocén paleoklíma, ill. a paleoökológiai viszonyok váltakozásának vizsgálatára a legjobb lehetőségeket az utolsó glaciális löszök sorozata nyújtja, amely sok helyen kvázi-komplett szelvényekben tanulmányozható.

Azonban az utolsó glaciálisnak vett időszak (kb. 117–10 ka B.P.) alatt nem minden löszvidéken folyt folyamatos löszképződés, ill. egyes földrajzi övekben csak a glaciális maximuma és a késői glaciális alatt (24–12 ka B.P.) képződött lösz, amely éppen a legnagyobb elterjedésű a Földön. Az utolsó glaciális alatt a löszképződés időnként szünetelt, ill. egyes alzónákban vagy régióként talaj képződött, ill. talajképződés nyomai mutathatók ki. Földi méretekben a löszszelvényekben ismétlődő klímaváltozások maradványainak abszolút korát – C^{14} módszerekkel – mintegy 30–40 ezer évre visszamenően lehet megbízhatóan rögzíteni.

Az utolsó interglaciális kori talajnak, mint az utolsó glaciális lösz bázisának az abszolút korát globális méretben ma még többnyire csak áttételesen, közvetett módszerekkel tudjuk meghatározni. Kevés a szignifikáns paleomágneses adat és a megbízható TL kordatálás is. Nehézségeink vannak tehát az utolsó glaciális első felében képződött löszrétegek és fosszilis talajok abszolút kora pontosabb meghatározásában. A különböző régiók között a fiatal lösz szelvényeiben a löszök és az őstalajok száma és típusa is eltérő lehet, ezért korrelálásuk csak tájékoztató jellegű (31. táblázat).

A lösz, az őstalaj és helyenként (löszös) homokrétegek ciklusos ismétlődéséből álló fiatal löszszelvények kronosztratigráfiai beosztása nem egyszerű művelet. Mindjárt az első lépésnél legalább két feladattal állunk szemben.

- Először is a különböző pleisztocén időskálák közül választani kell azokat, amelyek a klímaváltozásokat a legjobban visszatükrözik.

- Ezután számolnunk kell azzal a körülménnyel is, hogy az ún. „löszképző szuperzónában” a pleisztocén folyamán nem egyszerűen csak lösz- ill. talajképző időszakok váltogatták egymást. A glaciális, interglaciális, ill. a stadiális és az interstadiális szakaszok során legalábbis négy, egymástól eltérő klímátípus (klímavariáns) követhette egymást, nem beszélve az átmeneti szakaszokról. Ugyanakkor azt is figyelembe kell venni, hogy a lösz- ill. talajképződés feltételei zonálisan és catena-szerűen is változatosak voltak egyazon időszakon belül is.

8.2. AZ UTOLSÓ ELJEGESEDÉS ÖSFÖLDRAJZI VÁLTOZÁSAINAK REKONSTRUÁLÁSI LEHETŐSÉGE A LÖSZ-SZELVÉNYEK ALAPJÁN

Az elmúlt évtizedben számos kísérlet folyt a pleisztocén utolsó interglaciális–glaciális ciklusán belüli éghajlat-, ill. földrajzi környezeti változások időtartamának, minőségének és mennyiségének részletes megállapítására. Legújabban a globális méretű klímaváltozások vizsgálata a közelmúltat illetően — a Föld jövőbeni várható környezeti változása előrejelzése érdekében — egyes nemzetközi kutatási programok részévé vált. Emiatt is fokozódott a törekvés az interregionális löszkronológiai összehasonlításokra. A globális érvényű kronológia felállítását, megalapozását több körülmény is nehezíti, esetünkben leginkább az, hogy az ún. fiatal lösz-óstalaj sorozat kifejlődése a Föld különböző löszrégióiban litosztatigráfiaiilag nem kevés különbözőséget mutat.

Ha a reprezentatív löszfeltárások alapján a felsőpleisztocén paleogeográfiai eseménysorozatát rekonstruálni akarjuk, akkor azokra a szelvényekre kell támaszkodnunk, amelyeket részletesen tanulmányoztak. A típusszelvények kronológiai értékelésével elsősorban a regionálisan is ismétlődő jelenségeket lehet, ill. kell figyelembe venni, a lokálisok csak kiegészítő szerepet tölthetnek be (31. táblázat). E táblázat szerint Nyugat-, Közép-Európa és Kelet-Közép-Európa fiatal löszfeltárásaiban 4–7 löszréteg és 4–7 különbözően fejlett talaj (humuszos lösz, sztyeptalaj, erdősztyep- ill. erdőtalaj) fordul elő. Ugyanakkor úgy tűnik, hogy Kelet-Európában az Orosz-síkságon, Észak-Amerikában a Nagy-síkságon előforduló löszökben kevesebb lösz- ill. talajréteg fordul elő, bár bizonyos különbségek származhatnak az eltérő kordatálalásokból is, másrészt pedig a vizsgált típusfeltárás paleogeográfiai helyzetéből is. Így például egyes, gyakran publikált sztratotípus szelvényekben a Kínai-löszplatón (Luochuan, Xifeng), az utolsó glaciális löszciklusból csak egy paleosol képződéséről adtak hírt (LIU T. 1985a, 1987). Újabbban teraszfelszínről vizsgált fiatal lösz feltárásából (LI J. és társai 1989) pedig 6–7 talaj és ugyanannyi löszréteg váltakozásáról tudósítanak. Más esetben a Középső-Duna-medencebeli löszfeltárásokban a TL-adatok alapján az utolsó interglaciális talajt jelentős mértékben eltérően értékelik (lásd 31. táblázat megjegyzések).

– A fiatal löszökben a litosztatigráfiai különbségeknek geomorfológiai és szedimentológiai okai is gyakran lehetnek. Egyes nagyon nagy kiterjedésű, alacsony, nem süllyedő és tagolatlan síkságokon, amelyeken az ásványi anyag (szilt) felhalmozódási rátája is általában alacsony volt, vékony löszréteg(ek) ill. egymásra települt talajok, vagy poligenetikus talajok formálódtak ki. Így ilyen körülmények között néhány egymást követő klímaváltozási szakaszt csupán egy-egy poligenetikus talaj, vagy talajkomplexum képvisel a szelvényben. Teraszos völgyoldalakon, völgyközi hátak lejtőin a löszsorozatok általában gazdagabban tagoltak, mint az előző esetben, vagy mint a lapos vízválasztóháton.

– Általában úgy tűnik, hogy a *komplettebb löszös rétegsorok* főként az *üledécsapadéokban*, alacsonyabb helyzetű kis medencékben, eltemetett szárazvölgyekben (dellékben), lejtőlábakon, süllýedékes medencékben fordulnak elő.

– A fiatal löszök sorozatában is előfordulnak *réteghiányok* (eróziós, deráziós), (futó)homok közbetelepülések, löszös talaj üledékek és más, rétegzett, löszszerű képződmények is. Egyes löszrégiókban (pl. Közép-Európa, Kolumbia-fennsík, Taskent lösz) löszös homokkal, homokos lösszel, talajszedimenttel kitöltött dellék (deráziós völgyek) egymás fölött – 2-3 szintben – ismétlődve szintén előfordulnak. A dellelőszök vagy a tágabb értelemben vett rétegzett deráziós löszök (nevezik még lejtőlősznek, eltemetett völgyi lösznek) főként a teraszokat befedő és a dombblejtők löszszelvényeiben gyakoriak. Ezek rétegtani számbavétele kiegészítő adatokat nyújt az utolsó glaciális eseménysorozata rekonstruálásához.

Feltételezhető, hogy a dellét kitöltő rétegzett lejtőlőszök részben a löszképződés és a talajok képződése közötti időszakban, ill. a talajszedimentes lösszel kitöltött dellék talán a talajképződést követő szoliflukciós időszakban halmozódtak fel. Valószínű, hogy átmeneti jellegű paleogeográfiai viszonyok működtek a talajképződés és az újabb löszképződés közötti szakaszban is. Ilyen értelemben a *lőszképző*, a *talajképző* és a kettő közötti átmeneti időszakokkal; *delleképződéssel*, helyenként állandó talajfagy maradványaival *futóhomokképződési* szakasszal is számolni kell. Az említett egyes rétegekhez feltételezhető a megfelelő *klímareleváns*. Ennek megállapításában azonban még bizonytalanságok vannak, mivel valamely klímarelevancia egyidejűségének érvényesülését a domborzat helyileg, regionálisan és globálisan is megakadályozhatja.

A pleisztocén periglaciális övezetben a humuszos lösz- ill. talajrétegek kialakulását csapadékosabb-melegebb *klímarelevanciával* hozzák kapcsolatba, míg a lösz képződését a glaciálisok hideg, de nem a legszárazabb szakaszával párhuzamosítják. A löszképződés időszakához viszonyítva még szárazabb és hidegebb klímátípus uralmát feltételezik a *jégékek* képződési idejére, melyek maradványai a legfiatalabb löszrétegekben, régióktól függően, 3–8 szintben is előfordulnak. Egyes fiatal jégék formamaradványaiban egyértelműen futóhomok kitöltődés van. Az ilyen jégék generációk degradációja és kitöltődése talán a legszárazabb klímaszakaszt képviseli. Ezzel szemben hűvös, hideg, de nedves klímarelevancia rekonstruálását engedik meg feltételezni a krioturbációs, involúciós, szoliflukciós talajfagyjelenségek a löszben. A vékonyabb-vastagabb homokrétegek közbetelepülését a fiatal löszsorozatban többnyire szélhordta lepelhomoknak, más esetekben hordalékkúpokon és a teraszlőszökben többnyire fluviális lerakódásnak tartják, és árvi- zekkel vagy olvadékvizekkel hozzák kapcsolatba.

– Mindmáig nagyon *problemátikus* maradt a *dupla, tripla talajok és poligenetikus talajok kronosztratógráfiai értékelési lehetősége*. Ugyanis valamely poligenetikus talaj (pl. utolsó interglaciális kori) képviselhet több talajképződési szakaszt is, ugyanakkor valamely dupla vagy tripla talajszelvény – pl. dellékben – feltételezhető, hogy egy talajképződési szakasz eredője. De az sem zárható ki, hogy valamely dupla talaj azért került szorosan egymásra települt helyzetbe, mert a köztes időben a talajerózió, ill. talajleemosás erőteljesebb volt, mint az üledék akkumuláció. Az ilyen duplatalaj képződése között tehát időbelileg számottevő a differencia (lehet két különböző interstadiális, vagy esetleg interglaciális szakasz is).

Az említett rétegek feltételezhető litogenezisét azok belső texturája, ásványtani

összetétele és elváltozásuk, bennük fellelhető periglaciális és más fizikai-kémiai, geológiai, geomorfológiai jelenségek, a talajtípusok maradványai, ill. életmaradványok alapján rekonstruálják. A litogenezis értelmezésével építhető fel az adott löszfeltárás *litosztratigráfiai váza*. Ha a löszsorozat litosztratigráfiáját korreláljuk, valamely glaciális vagy pleisztocén időskálával, eljuthatunk a lokális, regionális ill. globális löszkronosztratigráfiához, mely nem több, mint egy provizorikus információ a korrelációs lehetőségek további fejlesztéséhez.

8.3. AZ UTOLSÓ GLACIÁLIS KORI LÖSZÖK TAGOLÁSI LEHETŐSÉGE AZ OXIGÉNIZOTÓP SZTRATIGRÁFIA FIGYELEMBEVÉTELÉVEL

A pleisztocén időskálák közül – KUKLA G.J. (1970, 1975) kezdeményezése alapján – újabban előszeretettel használják a mélytengeri oxigénizotóp sztratigráfia stádiumait, ill. az azok közötti korhatárokat a löszsorozatok kronosztratigráfiai korrelálásához. Az IMBRIE J. és társai (1984) által kifejlesztett ún. SPECMAP oxigénizotópos időskála, amely a Föld jégtömegének változásával lehet szoros korrelációban, öt különböző óceáni medence mélyfúrásaiból¹ számított stádiumok átlagértékeit tartalmazza (*1. táblázat*).

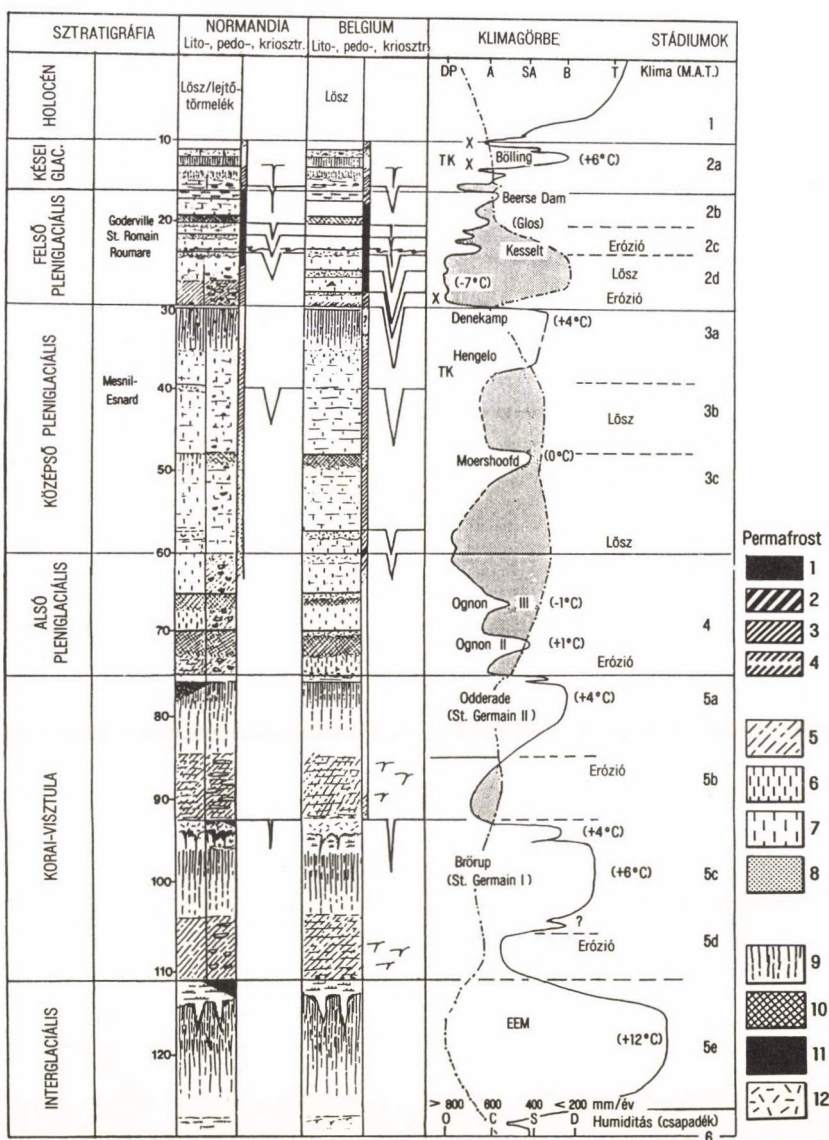
Gyakran alkalmazzák SHACKLETON–OPDYKE (1976) időskáláját is, mely a Csendes-óceán egyenlítő menti (-1° , 160°) magfúrás (V28-239) izotópstádiumait tartalmazza. A két oxigénizotóp időskála a felsőpleisztocén szakaszban hasonló, de mégsem egészen azonos stádium határokat ad meg (*1. táblázat*). A közép- és alsópleisztocénben a különböző mélytengeri magfúrásokban az oxigénizotóp stádiumok határai már jelentős különbségeket mutatnak. Mindez abból következik, hogy az egyes stádiumok korát főként a mélytengeri üledékképződés feltételezett sebességére alapozva kalkulálják. Ennek ellenőrzésére, természetesen ahol lehetséges, felhasználják a radiokarbon, paleomágneses vagy más abszolút kronológiai módszerrel nyerhető koradatot is.

Az utolsó 130 ezer évre az oxigénizotóp sztratigráfia alapján három „meleg” (1., 3., 5.) és két „hideg” ill. hűvös (2., 4.) klímastádiumot számítottak ki. A hosszabb időszakot felölelő meleg stádiumokon belül rövidebb meleg (3a, 3c és 5a, 5c, 5e) és kissé hűvösebb éghajlatú alszakaszokat (3b, 5b, 5d) is kijelöltek.²

A fiatal löszszelvények litosztratigráfiai sorozatában a löszkötegeket, szoliflukciós, krioturbációs és egyéb olyan jelenségeket, melyeket az állandó talajfagy jelenléte okozhatott, „hideg” stádiumokkal korrelálják. Ezzel szemben az őstalajokat, humuszos, tőzeget rétegeket, futóhomokat ill. eróziós réteghiányokat az izotópsztratigráfia, „meleg” szakaszaival igyekeznek párhuzamba vonni. Ez az eljárás a löszrétegsorból

¹ V28-238, V30-40, DS PD 502 alacsony szélességekről, és V22-174, RC11-120 közepes szélességekről.

² A nehéz oxigénizotóp (O^{18}) feldúsulása bizonyos mélytengeri foraminiferák vázában úgymond a hideg stádiumot képviseli.



102. ábra. Ősföldrajzi változások az utolsó eljegesedés alatt pedosztratigráfiai és kriopedológiai vizsgálatok alapján (VAN VLIET-LANOË B. 1987)

1 = folytonos talajfagy, ill. felületi elterjedés; 2 = csökkent felületi elterjedésű (degradált) talajfagy; 3 = hézagos (diszkontinuus) elterjedés; 4 = szórványos (sporadikus) talajfagy; 5 = áthalmozott talaj; 6 = helyi eolikus anyag; 7 = lósz; 8 = lehetséges eolikus lerakódás (nem feltétlenül lósz); 9 = Bt szint; 10 = humuszszint; 11 = tőzeg; 12 = gley; Dp = arktikus sivatag; A = arktikus; SA = szubarktikus; B = boreális; T = mérsékelt; O = óceáni; C = kontinentális; S = sztyeppéghajlat; D = sivatagi klíma; X = fragipán képződése; TK = termokarsztos jelenségek. A szelvény szerint Ny-Európában az utolsó eljegesedés során, három Bt jellegű erdőtalaj (Denekamp, Odderade, Brörup) és több humuszos szint képződhetett. Az állandóan fagyott talaj jelensége a felső-pleniglaciális alatt (27–16 ka) volt a legjellemzőbb

nyerhető más kordatálási adatok felhasználásával lehetőséget nyújt a helyi kontinentális szelvényeknek az oxigénizotóp időskálával való összehasonlítására (31. táblázat, 102. ábra).

Az oxigénizotóp sztratigráfia görbéje ill. stádiumai azonban nemcsak a földi jégtakaró tömegében való változásokat — glaciális és deglaciációs periódusokat — tükrözik vissza, hanem a tengervíz hőmérsékletének a változását is. A két jelenség időbelileg eltolódásban van egymáshoz viszonyítva.³ A mélytengeri üledékekben levő kalciumkarbonátos foraminiferákba a nehéz oxigén kissé koncentráltabban épül be, mint a tengervízbe. A koncentráló hatás növekszik a tengervíz hőmérsékletének a csökkenésével, ill. a hideg állandósulásával. A kontinentális jégtakaró maximális kifejlődéséig ez a folyamat ingadozón hosszú ideig tart, szemben a jégtakaró relatíve rövid elolvadási időszakával, BROECKER–VAN DONK (1970) terminációs jelenségével.

A jégolvadékvíz és az óceánvíz globális mértékben aránylag gyorsan keveredik egymással (cca. 2,5–4 ka), ezért az eljegesedést követően az oxigénizotóp összetétel megváltozása a tengeri üledékekben feltehetően egyidejű jelenség. Továbbá az is feltételezhető, hogy a mélytengeri medencék üledékrétegsora, üledékhány nem annyira általános, mint a szárazföldi üledékes rétegsorokban.

Így az oxigénizotóp stádiumokat standard referencia egységekként is kezelik mind a tengeri, mind pedig a szárazföldi üledékek földi méretű korrelálásához.

A szárazföldi képződmények közül hiánytalan üledék- ill. rétegsorok kismendencékben, üledékcspadokban maradhattak meg, mint pl. Grand Pile és Les Echets tőzeges rétegei. Ez utóbbiak pollenekben gazdagok, s így pollen spektrum görbéik értelmezéséhez, időbeli besorolásához alkalmazták az oxigénizotóp sztratigráfia — különböző adatok és eszközök segítségével kalkulált — időskáláját (MANGERUD J. 1989, PONS és társai 1989).

Kísérleteket találunk arra is, hogy a *Skandináv jégtakaró* hajdani morénáit is az oxigénizotóp sztratigráfia egyes stádiumaival hozzák kapcsolatba (ANDERSEN B.G.–MANGERUD J. 1989). Ugyanezt teszik a jelenkori sarkvidéki jégtakarók O^{18} hőmérsékleti görbéje, sőt a jégbezárt CO_2 gáz koncentrációja — utolsó glaciális alatti — ingadozásainak kronológiai rekonstrukciók is (103. ábra).

A mélytengeri izotóp sztratigráfiának, mint standard pleisztocén időskálának az alkalmazása bizonyos kétségeket is ébreszthet egyes szárazföldi üledékek ill. klimatikus jelenségek pontos kronológiai besorolására vonatkozólag. Így például a fiatal löszszelvények részletes elemzésekor azt tapasztaljuk, hogy általában azokban több litosztratigráfiai egység fordul elő, mint ahány stádium és alstádium (összesen 12) fordul elő az utolsó interglaciális óta a mélytengeri fúrások üledékeiben (31. táblázat).

8.4. MILANKOVIĆ-FÉLE BESUGÁRZÁS GÖRBE ÉS BACSÁK-FÉLE KLÍMATÍPUS KALENDÁRIUM

Pontosan ma még nem ismeretes, hogy a mélytengeri foraminiferákban a O^{18} izotóp arány változásgörbéje milyen fizikai folyamatok együttes hatását tükrözi vissza, azonban a fő- és alciklusok változásainak gyakoriságából kimutatták, hogy azok a MILAN-

³ A foraminiferákban felhalmozódott nehéz oxigén túlsúlya tehát nem csupán a földi jégtakaró ingadozásának a szignálja.

KOVIĆ-féle csillagászati elmélet szerint a besugárzás negyedidőszaki ciklusos klímaváltozásait tükrözik alapvetően vissza (BERGER A.L. és társai 1984).

A földpályaelemek váltakozása következtében a besugárzás szögének ingadozása (MILANKOVITSCH M. 1941) a legközvetlenebb hatást jelentheti a földi légkör hőmérsékletének változására. Másszóval a besugárzás változása a légkörben, a kontinenseken, a magasabb földrajzi zónákban lényegesen hamarabb éreztette hatását, és váltott ki visszahatásokat, mint a hidroszférában vagy a krioszférában. A léghőmérséklet az éghajlat legmozgékonyabb és leggyorsabban változó eleme, mely más éghajlati, környezeti tényezők változását is maga után vonva időjárás-, majd éghajlatváltozásokat is létrehoz. A besugárzás változása a kontinensek, az óceánok, ill. jégtakarók földrajzi helyzetétől függően a légköri és tengeri áramlatok, az akciócentrumok különböző effektusú működése következtében legalább négy alapvető klímátípus egymással váltakozó uralmát alakította ki. Ezek a klímátípusok a pleisztocén glaciálisok és interglaciálisok alatt is váltogatták egymást, amelyek időtartamát és egymásutániságát MILANKOVIĆ első követője, BACSÁK GY. (1942) klímakalendárium-szerűen adta meg. Az ún. szubtrópusi, szubarktikus, glaciális és az antiglaciális klímátípusok tartóssága, egymásutáni sorrendje eredményezi az egyes jégmentes interglaciálisok, interstadiálisok vagy eljegesedett glaciális, stadiális szakaszokat. A BACSÁK-féle kalkuláció szerint az utolsó 130 ezer év során a négyféle klímátípus háromszori ismétlődése mellett hat ízben rövid ún. átmeneti klímátípusok is közbeiktatódtak. Így az említett klímátípusok mintegy 18 hosszabb-rövidebb klímaszakaszra tagolják az utolsó interglaciálistól napjainkig tartó földtörténeti eseményt (31. táblázat, 103. ábra).

Újabban BARISS M. (1989) – BACSÁK adatai alapján – az északi félteke 55° szélességi fokára vonatkozó számításaival 65–28 ka B.P. időszakra egy gyengén ingadozó, közepesen kontinentális klímátípust általánosított. A nyári és a téli hónapok közötti hőmérsékleti különbség a maihoz viszonyítva is tartósan közepes volt. BARISS az átmeneti klímátípusokat nem vette be rendszerébe, így csak tíz időszakaszt különböztet meg. Bár BARISS görbéin ott, ahol a kontinentális klímátípusok hirtelen mennek át óceáni típusba, olykor fordított esetben is, mintegy 20 ezer évenként ismétlődően az átmeneti klímátípus jelentkezik (103. ábra). Ezen átmeneti klímaszakasz körül mutatkoznak a löszszelvényekben kisebb eróziós réteghiányok is. További vizsgálatuk és számbavételük ezért is fontosnak tűnik.

A részletesebben tanulmányozott közép-európai fiatal löszszelvényekben az eltérő litosztratigráfiai egységek, ill. alegységek száma többnyire eléri, de esetenként meg is haladja a BACSÁK-féle klímátípus változások számát is (31. táblázat, 103. ábra). Érdekes, sőt talán fontos figyelembe venni azt, hogy a Grand Pile csaknem 20 m mély tőzeges rétegsorában az utolsó interglaciálistól a holocénig bezárólag 20 pollen zónát számoztak meg a fa és a fű pollenek aránya alapján. Hasonló számot ad ki az Antarktiszi jégtakaróján, a Vosztoz állomáson mélyesztett jégfúrásában mért hőmérsékleti görbe változása (103. ábra).

8.5. AZ UTOLSÓ GLACIÁLIS KORI IDŐSKÁLÁK ÉS A FŐBB LÖSZFELTÁRÁSOK KORRELÁLÁSI KÍSÉRLETE

1. Nyugat- és Közép-Európa fiatal lösz sorozatát a Visztula eljegesedéssel párhuzamosítják, amely több típusszelvényben az utolsó interglaciális kori — poligenetikus — erősen fejlett barna erdőtalajon telepszik. E talajt és a fiatal löszrétegsort kronológiailag az izotóp sztratifráfia 1–5. stádiumával is korrelációba hozzák. A rétegtagok száma a különböző feltárásokban azonban többé-kevésbé eltérő. Ezért az egyes lösz, löszös rétegtagok, ill. az ugyancsak ismétlődő talajok párhuzamosítása a „hideg”, ill. „meleg” izotóp stádiumok valamelyikével körültekintő elemzést igényel.

Európa legnyugatibb löszfeltárásaiban az utolsó interglaciális kori talajokat (El-beuf 1. talaj Franciaország; Rocourt talaj Belgium és Hollandia) úgy értékelik, mint az 5. izotóp stádium teljes időszaka alatt – 127 (?) – 73 ka – képződött poligenetikus talajt (LAUTRIDOU és társai 1982, VAN VLIET-LANOË 1987, PAEPE és társai 1990).

Közép-Európa más típusfeltárásaiban viszont ugyanezen idő intervallum alatt többemeletes talajkomplexum képződését tételezik fel (Stielfried A talaj Ausztria, FINK 1965; – PK III. ill. B1 és B2 talajok Cseh-medence, KUKLA-LOŽEK 1961).

PAEPE és társai (1990) értelmezése szerint a Rocourt típusú poligenetikus talajkomplexum a Zelzate és a Warneton típusfeltárásokban nemcsak a szorosabb értelemben vett Eem interstadiálisban (5e stádium) képződött, hanem folytatódott a talajképződés az Amersfoort-Brörup (5c) és az Odderade (5a) alstádiumok relatíve meleg nedves és a köztes hidegebb, szárazabb időszakok alatt is. Ezzel szemben a mediterrán zónában (Cala komplex Sardinia, ill. Koroni komplex Görögország) az 5c és az 5a alstádiumokban külön-külön talajszintek alakultak ki, melyek között eolikus üledékek képződtek az 5d és 5b alstádiumok során.

Az utolsó glaciális löszsorozata kronológiai ill. paleoklimatológiai rekonstrukciójához egy-egy típusfeltárás rétegsorát törekszünk felhasználni. Nem tartjuk célszerűnek az egymástól földrajzilag távol eső löszsorozatok különböző egységeiből felépített, általánosított rétegsort értékelni. Módszerünkben nem alapvető ellentmondás az, hogy miközben ismételten hangoztatjuk a különbségeket (eltéréseket) a fiatal löszök rétegsorában, ugyanakkor keressük a hasonlóságokat és az általánosítási lehetőségeket is.

Európa Atlanti-óceán menti löszvidékén – Normandia és Belgium típusfeltárásaiban – az utolsó glaciális löszöket finomrétegtanilag részletesen tagolták (31. táblázat, 102. ábra). Belgiumban az utolsó interglaciális őstalaj (Rocourt) két feltárásban is (Zelzate és Warneton) az Eem tengeri, tavi üledékein fekszik (ZAGWIJN–PAEPE 1968, PAEPE és társai 1990), mely feltehetően az Eem transzgresszió magas tengervízállása után alakulhatott ki. Formálódása – policiklikusan – az utolsó glaciális közepe kezdetéig (73 ka) kitartott. Ezt követően a pleniglaciális során, interstadiális és stadiális szakaszokban 6 talajosodott szint, ill. 7–8 lösz és löszös homok réteg képződött. Mégpedig PAEPE és társai (1990) szerint a hármas osztatú Warneton talajkomplexum (GS 5, GS 6, GS 7) az Ognon és Oerel interstadiálisok során a 4. izotóp stádium alapvetően hűvös hideg klímája alatt (73–55 ka B.P.) képződhetett.

A 3. izotóp stádium mintegy 30 ka relatíve melegebb időtartamába (55–24 ka BP) 4 löszréteget és 3 talajt (a *Popering* GS-8 talajt a Moershöfd–Glinde ; a *Hoboken* GS-9 talajt a Hengelo; a *Zelzate* GS-10 talajt a Denekamp interstadiálisba) sorolnak be.

Ugyancsak 3 talajt (a *Zulse* GS-11 talaj Lascaux interstadiális, *Stabroek* GS-12 talaj Bölling, *Roksem* GS-13 talaj Alleröd interstadiális) és három löszréteget különböztetnek meg a Visztula eljegesedés felső szakaszában. Ezt a rétegsort a 2. izotóp stádiummal párhuzamosítják.

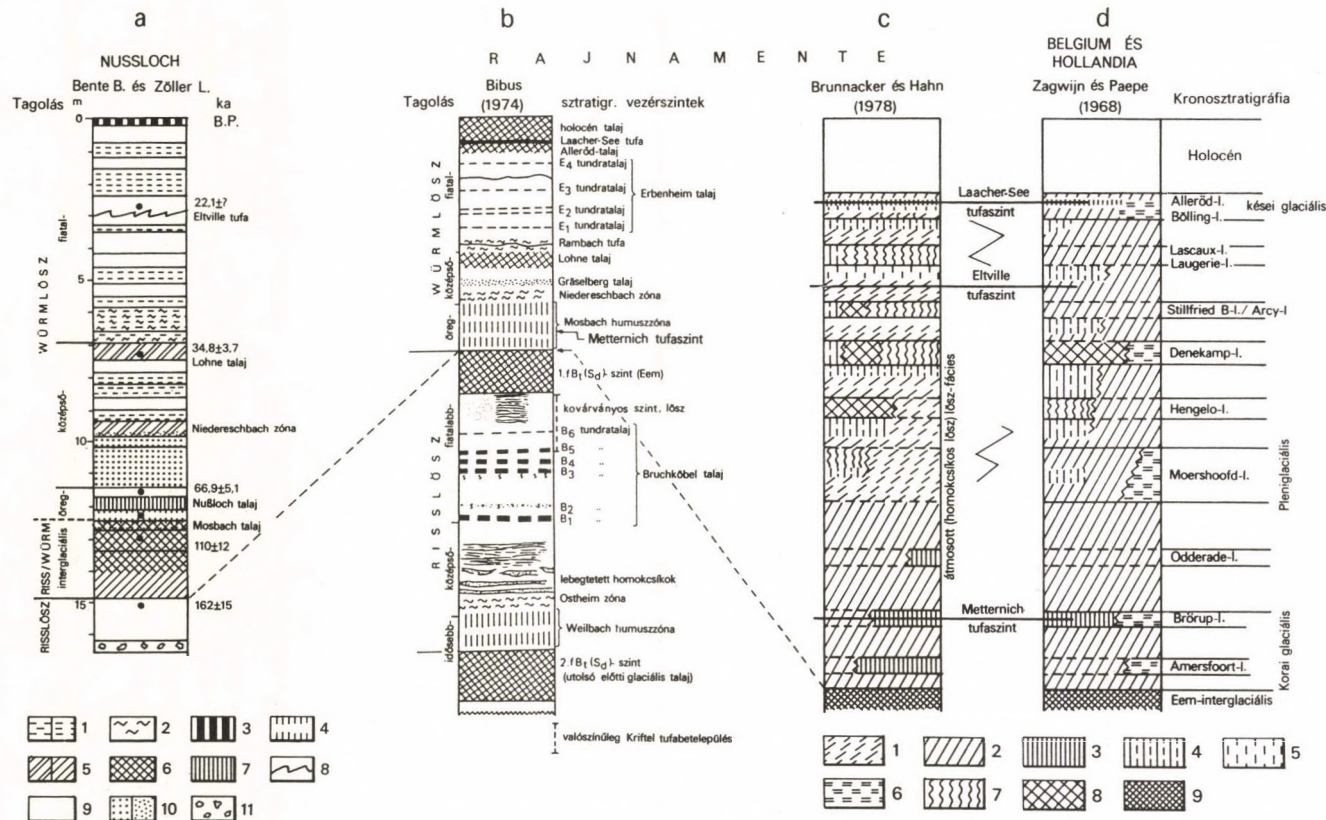
Normandia és Belgium utolsó glaciális kori löszfeltárásaiban az *Eem* talajjal együtt mintegy 21 litosztratigráfiai tagot különböztetnek meg, melyek között legalább négy szintben krioturbációs maradványok – jégékek – figyelhetők meg (31. táblázat).

Ny-Európa utolsó glaciális kori löszfeltárásaiban tehát az egymásra települő különféle lösz-talaj-homok rétegek száma (21) kb. kétszerese az izotóp stádiumok és alstádiumok együttesének. Ugyanakkor csak valamivel több, mint a BACSÁK-féle klímátípusok (18) ismétlődése .

2. A közép-európai fiatal löszszelvények a Középső-Rajna és a bajorországi Duna mentén bizonyos mértékben különböznek a fentebb tárgyalt nyugat-európai löszsorozattól, de hasonlóságok is kétségtelenek (BRUNNACKER K. 1964, 1967, 1984). Németországban különösen a Felső- és Középső-Rajna vidéki löszökből számos feltárást tanulmányoztak, amelyek alapján az utolsó glaciális fejlődéstörténetét és a klímaváltozásokat is igyekeztek rekonstruálni (31. táblázat, 104. ábra). Úgy tűnik, hogy az egyik leggazdagban tagolt fiatal löszsorozatot a Heidelbergtől D-re fekvő Nussloch feltárásból publikálták (BENTE B.–LÖSCHER M. 1987, BIBUS E.–SEMMEI A. 1977, BUCH M. W.–ZÖLLER L. 1990, ZÖLLER L.–WAGNER G.A. 1990). E feltárást a Rajnavidék utolsó glaciális löszsorozata egyik típusszelvényének (sztratotípusának) is tekinthetjük. (Hozzá nagyon hasonló rétegsor található a közeli Rotenberg szelvényben is). Az utolsó interglaciális talajt itt is, mint Belgiumban poligenetikus és policiklikus talajkomplexum képviseli. Három Bt horizont telepszik egymásra, a középső szint TL korát 110 ± 12 ka B.P. kalkulálták (ZÖLLER L.–WAGNER G.A. 1990). A talajképződés az Amersfoort-Brörup-Oderade szakaszok alatt is folytatódott, lassú szedimentáció kíséretében. Eközben három humuszos zóna képződött vékony szoliflukciós lösz és talajszediment közberétegződésével. A két alsó humusz horizont a *Mosbacher Boden* I-II, míg a felső harmadik arktikus mezősségi jellegű talaj, *Nusslocher Boden* néven szerepel e feltáráásban. Ez utóbbi TL kora $66,9 \pm 5,1$ ka B.P. E humuszos talajszinteket a Würm glaciális alsó részéhez sorolják.⁴

A Nussloch feltáráásban (104. ábra) a középső Würm szakaszt mintegy 2 m vastag, túlnyomóan homokréteg vezeti be, mely feltehetően delleszerű kitöltést formál és eróziós hézagot képvisel. A homokrétegre három gyenge iniciális talajképződmény telepszik két

⁴ Ezzel szemben Belgiumban az utolsó interglaciális (*Eem*) Rocourt talajkomplexumra települő három humuszos rétegből álló Warneton komplexumot PAEPE és társai (1990) újabban a középső Würm glaciális alsó részébe, 73 és 55 ezer évek közé, a 4. izotóp stádiumba helyezi. Lehetséges azonban, hogy ez a kronológiai különbség csak a TL korhatározási módszerek eltéréseiből származik.



104. ábra. A Würm és Riss löszök rétegtani tagolása (BENTE B.—LÖSCHER M. 1987, ZÖLLER L. és társai 1988, BIBUS E. 1974, BRUNACKER K.—HAHN J. 1978, ZAGWIJN W.—PAEPE R. 1968)

a: 1 = tundragley talaj; 2 = szoliflukció; 3 = Ap-szint; 4 = Al-szint; 5 = Bw-szint; 6 = Bt-szint; 7 = humuszos szilt; 8 = Eltville tufa; 9 = lösz; 10 = homok, homokos lösz; 11 = kagylós mészkőtermelék; b—d: 1 = lemosás; 2 = lemosás; 3 = humuszos szint; 4 = barna lösz; 5 = szürke lösz; 6 = tőzeg; 7 = Naßboden; 8 = barna talaj; 9 = agyagbemosódásos barna erdőtalaj

homokos löszköteggel tagolva. A legalsó a *Niedereschbach Zona*, melyre barnás színű embrionalis talaj (Naßboden) telepszik. Majd két vékony löszréteg közé ismét Naßboden következik és végül a középső Würm sorozatot itt igen gyengén fejlett ún. *Lohner Boden* zárja le, mely $34,8 \pm 3,7$ ka TL kort adott (ZÖLLER L.–WAGNER G.A. 1990). Ez az érték ugyancsak nem a szokásos, mert a Lohner Boden C^{14} datálással 27–28 ka értéket ad. A felső Würm szoliflukciós lösszel kezdődik, majd 4–5 barnás Naßboden fordul elő 4–5 gyengén homokos löszréteggel. A harmadik és negyedik Naßboden közötti löszben az *Eltville tufa* telepszik (kb. 22 ka B.P.). A Nussloch feltárás legfelső része feltehetően erodált, mert a 11 ezer éves *Laacher See tufa* hiányzik, amely sok Rajna menti fiatal lösz fedő talajának alsó részében megfigyelhető.

Összegezve a közép-európai Rajna menti fiatal lösz sorozatát, a paleosolok és kezdetleges talajok (Naßboden) száma 9–11, míg a lösz-, homokos lösz-, homokrétegeké is hasonló. Így az *Eem* poligenetikus talajkomplexummal együtt a rétegtagok száma itt is kb. 20–21, mint jónéhány belga-francia típusfeltárásban, bár a szelvények között a különbségek is regisztrálhatók.

Mindezzel csupán azt kívánjuk jelezni, hogy az utolsó glaciális alatti klímaingadozások száma közel azonos lehetett, a helyi paleogeográfiai adottságok ezek hatását persze eltérő módon befolyásolhatták, ezért lehet az eltérés a különböző löszprofilok rétegsora között.

3. Közép-Európában, a Cseh-Morva-medencében számos löszfeltárásról igen részletes, finomsztratigráfiai elemzést készítettek (KLIMA B.–KUKLA J. 1961, KLIMA B. és társai 1962, KUKLA G.J.–LOŽEK V. 1961, DEMEK J.–KUKLA G.J. 1969, KUKLA G.J. 1970, 1977), amelyek alapján az utolsó glaciális ciklus klímátörténetének rekonstruálására és a mélytengeri izotóp sztratigráfiával való korrelálásra elsőnek tettek kísérletet.

A Cseh-Morva-medence a felsőpleisztocén glaciálisok alatt sajátos periglaciális klímájú korridor volt a Skandináv kontinentális jégtakaró és a gleccserekkel borított Alpok hegylánca között. Úgy tűnik, ez a paleogeográfiai helyzet visszatükröződik a fiatal löszszelvények pregnánsabb litosztratigráfiai tagolódásában is (86. ábra, 31. táblázat). A legrészletesebben a Dolny Věstonice löszfeltárását dolgozták fel, ahol paleolit leletek is gazdagon előfordultak.

Az utolsó interglaciális talajt mintegy 15–20 m-rel a felszín alatt egy erősen fejlett lessivé talajjal hozzák párhuzamba, erdőkedvelő csigafaunája és litosztratigráfiai helyzete alapján. Ez a barna erdőtalaj a Bt horizontra (B_{1b}) települő sötétszínű sztyeptalajjal (B_{1d}) és lejtőhordaléktalajjal (B_{1f}) együtt képviseli az ún. PK-III. talajkomplexumot. Csupán néhány dm-nyi löszre újabb talajkomplexum következik (PK-II.), melynek alsó része három szintű degradált csernozjom (B_{2b}, B_{2f} és B_{2g}), löszös talajszediment közbetelepülésekkel. A felső részben vékony és gyenge talajok, humuszos szintek (B_{2j} és B_{2l}) követik egymást, réteges lösz és szemipedolit (Lehmbröckelsand) közbetelepülésekkel. KUKLA és LOŽEK (1969) a PK-III. és a PK-II. talajkomplexumokat az osztrák Stillfried A. talajkomplexummal korrelálja, mely az alsó Würmbe sorolható. De lehet úgy is értelmezni, hogy az egész B₂ alciklus a középső Würmöt képviseli (31. táblázat).

A B3 alciklus ismét talajkomplexummal kezdődik ((B_{3a}, B_{3b}, B_{3c}), melyre vastag löszköteg telepszik. Ebben 3–4 vasas, pszeudogleyes elszíneződés (B_{3f}, B_{3h}, B_{3k}) nagyon gyenge talajképződményekre utal, talán a németországi Naßbodenek megfelelői.

A Dolny Věstonice feltárásban 10–11 talaj és kb. ugyanannyi löszös réteg KUKLA löszkronológiájában a B- ciklust képviseli és az utolsó interglaciális és glaciális foglalja magába (kb. 128–13 ka B.P.). Úgy tűnik, hogy a Cseh-Morva-medence fiatal lösz-sorozatában feltűnőbbek a különféle talajok, szoliflukciós lösz és talajszedimentek váltakozása, így valamivel több klímafázis, ill. rövidebb klímaingadozás mutatható ki, mint a Rajna menti feltárásokból. Mindez a cseh és szlovák löszkutatóknak jó alkalmat nyújtott a löszsorozatok ciklusai újabb és pontosabb beosztására, a különböző talajok és különféle löszös rétegek klímaviszonyainak rekonstruálására (KUKLA–LOŽEK 1961). A fiatal löszciklusok hasonló módon való ismétlődését mindenképpen nagyobb térségekben működő folyamatokra kellett visszavezetni.

KUKLA egy teljes glaciális ciklusa – például a B ciklus is – három másodrangú ciklust ölel magába. Ezek mindegyikében hat szedimentációs ill. pedogén fázist különböztet meg.⁵ Ez a 18 fázis az utolsó glaciálison belül kísértetiesen megegyezik BACSÁK GY. (1942, 1955) klímátpusaival, melyek ugyancsak három fázis ismétlődve 18 időegységet adnak ki. A 31. táblázat mutatja, hogy az utolsó glaciális ciklus alatt BACSÁK szerint három fázis volt olyan klímátípus kombináció, amikor hosszabb időszakon át (erdő)talajok képződhettek.

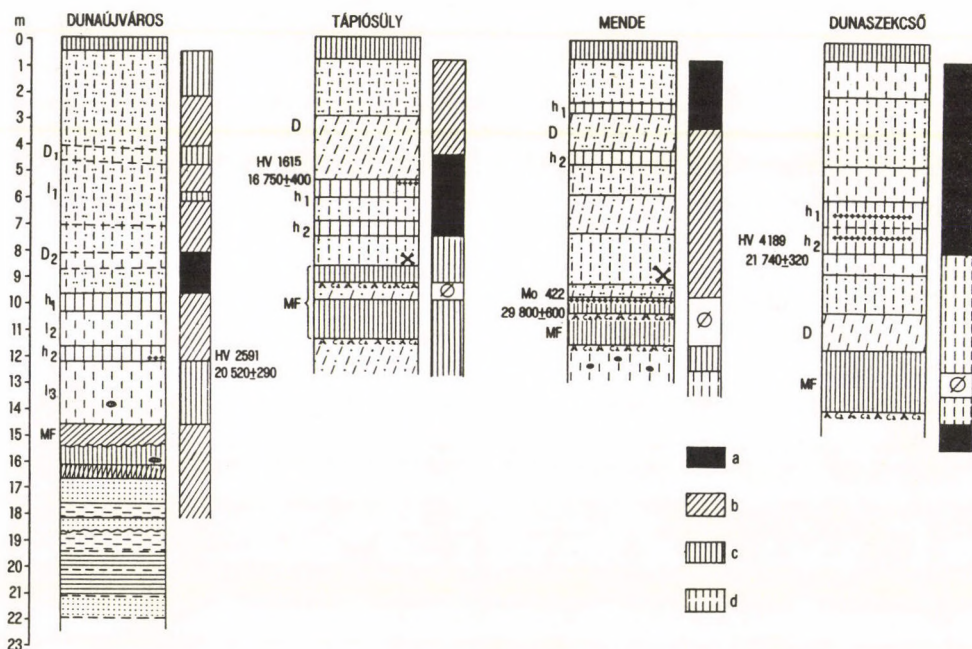
4. *Kelet-Közép-Európában* – a kontinentálisabb *Középső-Duna-medencében* – az utolsó glaciális lösz ciklus során észrevehetően kevesebb rétegzett lejtőlösz (szoliflukciós és lejtőleemosásos) és lejtőhordaléktalaj képződött, mint a kevésbé kontinentális Cseh-Morva-medencében. E jelenségek leginkább deráziós völgyekben (dellékben) fordulnak elő. A deráziós völgyek a felső Würm löszökben 2–3 szintben egymás fölött és egymásba skatulyázódva is előfordulnak (105. ábra). A másik jellegzetesség a sztep- és erdősztyep talajok páros előfordulása két alkalommal.

Az egyik sztratotípust a mendei téglagyár löszszelvénye tárta fel (68., 106. ábra).

A szelvény felső részében két gyenge talaj – humuszos lösz (h₁, h₂ ca. 16 ill. 18 ka BP) –, két löszös homok, mint dellekitöltés, három homokos löszköteg fordul elő, melyek a felső Würm glaciális képviselik. Ezek alatt kettőzött erdősztyep jellegű csernozjom talaj telepszik (*Mende-Felső*: MF₁ és MF₂ jelöléssel). Az MF₁ talaj faszén-maradványai 27–29 ka C¹⁴ kort adtak ki (PÉCSI M. 1987c, d). Az MF₁ és MF₂ közötti mészakumulációs homokos lösz TL korát 43 ka B.P. kalkulálták (WINTLE A.–PACKMAN S. 1988).

A mendei szelvény 3. és 4. kettőstalaja szintén (erdősztyep jellegű (jelölése *Basaharc-Dupla*: BD₁ és BD₂). A BD₁-talaj felett 2 humuszos talajhordalék (szemipedolit) réteg telepszik, majd az 5. és 6. löszköteg, amelyet delle (deráziós) lösz oszt meg.

⁵ 1. Lejtőüledékképződés. 2. Erdőtalajképződés. 3. Csernozjom talajképződés + lejtőüledék- és eolikus üledékképződés. 4. Marker lösz - 20-30 cm-es finom lösz. 5. Vályogos lejtőüledékképződés (Lehmbröckel-sand, Semipedolit). 6. Löszképződés + pszeudogleyesedés.



105. ábra. Magyarország néhány löszfeltárásának radiokarbon datálása (PÉCSI M. 1975) és a bennük előforduló löszcsigák ökológiai jellege (WAGNER M.)

D, D₁, D₂ = dellekített, gyakran homokos lösz; h₁, h₂ = humusos lösz vagy szubarktikus humusztalaj, *Pinus cembra* - faszénmaradványokkal; a löszcsigák ökológiai jellege (WAGNER M.): a = nedvességet és hideget kedvelő; b = mérsékelten nedveset és hideget kedvelő; c = viszonylag szárazságot és hideget kedvelő; d = viszonylag meleget és szárazságot tűrő csigák; Ø = csigában szegény szelvényrészek. Az elemzések szerint a dunaiújvárosi és a tápiósülyi szelvény teljesebb fiatal löszsorozatot képvisel, mint a mendei, ill. a dunaszékcsői szelvény. Ez utóbbi kettő legfelső löszrétegei lepusztulhattak

A BD talajok alatt kb. 2 m lösz, majd jól fejlett erdőssztyep-talaj (Basaharc-Alsó, BA jelzésű) következik. Mendén a BD és a BA talajokat, mivel nem erdőtalajoknak minősülnek, jóideig a Würm interstadiális talajok közé soroltuk. Az utolsó interglaciálisba a kimondottan barna erdőtalajt, a Mende Bázist helyeztük. E tagolás a fauna-, flóraleletekkel és a korábbi TL és a paleomágneses vizsgálatokkal sem állt ellentétben.

Az újabb TL, paleomágneses és aminosavas csigavizsgálatok eredményei⁶ újabb

⁶ Az idevonatkozó vizsgálatoknak csak egy része publikált (WINTLE A. G.–PACKMAN S. C. 1988, BUCH M.W.–ZÖLLER L. 1990, SINGHVI A. K. és társai 1989). Az újabb paleomágneses vizsgálatok alapján a BD₂ talaj egyes mintáiban feltehetően a Blake esemény jelenlétére lehet számítani (PEVZNER M. A. és BALOGH J. még nem publikált adatai, melyek további vizsgálattal alátámasztásra várnak). Továbbá Mendén az MB talajból gyűjtött csigák aminosavas elemzése MCCOY szerint arra enged következtetni, hogy ez az erdőtalaj idősebb, mint az utolsó interglaciális. ZÖLLER L. újabb TL vizsgálatai szerint pedig Mendén a BD₂ talajt közszáró 14 és 15 löszkötegek kora 114 000 ill. 144 000 éves lehet (ZÖLLER–WAGNER 1990).

rétegtani értelmezésre adnak lehetőséget. Amennyiben az új abszolút kronológiai adatokat iránymutatónak használjuk, ez esetben a mendei feltárásban a BD₂ sztyep jellegű talaj jelölhető az utolsó interglaciális képviselőjének. A BD talajkomplexum a Kárpát-medence több feltárásában hasonló sztratotípusként fordul elő. Ez azt jelentheti, hogy Kelet-Közép-Európa e löszrégiójában az utolsó interglaciális talajok nem barna erdőtalajok, tehát az akkori paleoklíma a Nyugat- ill. Közép-Európa éghajlatától lényegesen különbözött. A Kárpát-medencében ugyanakkor a würmbeli jól fejlett interstadiális talajok genetikai típusra nézve nem lényegesen térnek el (pl. MF₁, MF₂, BD₁) a BD₂ utolsó interglaciális talajtól. Ez lehet a magyarázat arra is, hogy voltak és vannak olyan értelmezések, amelyek szerint az MF₂ típusú erdőssztyep-talajok a Kárpát-medencében interglaciális paleogeográfiai körülményeket képviselhetnek. Bár a jelenlegi kronológiai adataink alapján az MF₂ talajokat csak infrawürm képződményeknek tartjuk (106. ábra).

A kérdés tehát úgy is feltehető, hogy Eurázsia löszzónájában, különösen annak szárazabb kontinentális aljzónáiban, a különböző típusú, de jólfejlett sztyeptalajok interglaciális paleogeográfiai viszonyokat is képviselhetnek és nem feltétlenül csak interstadiális képződményeknek kell rekonstruálni azokat (BRONGER–HEINKELE 1989a, b)⁷.

Az újabb értelmezés alapján tehát az utolsó glaciális ciklushoz sorolható szelvényekben négy fejlett csernozjomszerű talaj, két fiatal humusz szint, hat löszréteg, 3–4 dellekítőltés (homokos lösz) és két löszös lejtőhordaléktalaj jelenlétével lehet számolni a mendei feltárásban. Így a jelenkori talajjal együtt 18–20 klímareleváns változás vehető számításba.

5. *Kelet-Európában az Orosz-síkság* középső és D-i részén helyezkedik el az északi földgömb legkiterjedtebb löszprovinciája, amelyen kb. Ny–K-i irányban ma is határozott földrajzi zónák vonulnak. Az Orosz-síkságról nagy számban írtak le löszfeltárásokat és adtak paleogeográfiai értékelést az utolsó interglaciális és glaciális löszciklusról.

A *Valdaj-löszök* kialakulástörténetét és paleogeográfiai rekonstrukcióját legújabbban VELICHKO (1990) és VELICHKO és társai (1987) foglalták össze. E hatalmas kiterjedésű kelet-európai löszprovinciák területén a fiatal lösz és az őstalajok kifejlődésében a hasonlóságok mellett eltérések is vannak. A különbség az Orosz-síkság Ny-i, középső és K-i löszvidékeinek kulcsfeltárásai között is megmutatkozik (31. táblázat). Az utolsó glaciális klímaváltozásainak rekonstruálását az Orosz-síkság ezen középső zónájának típus löszfeltárásaiban előforduló rétegek paleogeográfiai értékelésére alapozták.

Ehhez évtizedeken át gyűjtött rétegtani adatokat és sokrétű, komplex fizikai és paleogeográfiai vizsgálati módszereket alkalmaztak. Az Orosz-síkságon Lvov–Kiev–Rjazantól D-re a lösztakaró csaknem összefüggő. E vonaltól É-ra egészen a hajdani Valdaj jégtakaró elvégződéséig csupán sporadikus előfordulású, de nagyobb foltok találhatók

⁷ Úgy tűnik ugyanakkor, hogy BRONGER–HEINKELE (1989b) valamilyen nevezéktani tévedéssel a jelenkori talajt a magyar alföldi löszökhöz degradált csernozjomnak minősítik az MF és BD paleotalajokkal együtt. Egyrészt a jelenkori talaj Paks, Mende térségében nem degradált csernozjom, másrészt az említett paleosolok (MF, BD) nem lehetnek azonosak a jelen talajokkal. Az utóbbiak túlevélű ligeterdő alatt képződtek.

| m | Milanković-féle időskála | Abszolút kronológiai adatok ka B.P. | | Rétegek számozása | Rétegtani egységek | Réteg index | Milanković 1940 stadialis/interstadialis hatások kora | Oxigén izotóp stád. kora Shackleton, Opdyke 1976 |
|----|-----------------------------|--|----------------|----------------------|-----------------------|-------------------|---|--|
| | | ^{14}C | $^{7\text{L}}$ | | | | | |
| 1 | Holocén | | | 1 | | A | Holocén | 1 |
| 2 | | | | 2 | | Bt | | 12 ka |
| 3 | | | | 3 | | I ₁ | | |
| 4 | | 16-18 | | 4 | | h ₁ | | |
| 5 | | | | 5 | | I' ₁ | | |
| 6 | | 20-21 | | 6 | | h ₂ | | |
| 7 | | | | 7 | | I' ₂ | | 2 |
| 8 | | | | 8 | | I'' ₂ | | |
| 9 | | | | 9 | | I''' ₂ | | |
| 10 | | W-P: 24+2 | | 10 | | | | |
| 11 | | 27-28 | | 11 | | MF ₁ | | |
| 12 | | Z _δ : 44,3 ± 2,7 | | 12 | | Ca | | |
| 13 | | W ₂ -W ₃ | | 13 | | MF ₂ | | |
| 14 | | W-P: 43,4+3,8 | | 14 | | Ca | | |
| 15 | | Z _δ : 69,3 ± 5,4 | | 15 | | I ₃ | | |
| 16 | | | | 16 | | I' ₃ | | |
| 17 | | | | 17 | | I'' ₃ | | |
| 18 | | | | 18 | | ss ₁ | | |
| 19 | | | | 19 | | ss ₂ | | |
| 20 | | | | 20 | | BD ₁ | | |
| 21 | | | | 21 | | Ca | | |
| 22 | | | | 22 | | I ₄ | | |
| 23 | | | | 23 | | BD ₂ | | |
| 24 | | | | 24 | | Ca | | |
| 25 | | | | 25 | | I ₅ | | |
| 26 | | | | 26 | | ss ₃ | | |
| 27 | | | | 27 | | BA | | |
| 28 | | | | 28 | | Ca | | |
| 29 | | | | 29 | | I ₆ | | |
| 30 | | | | 30 | | MB ₁ | | |
| | | | | | | MB ₂ | | |
| | | | | | | Sa | | |

106. ábra. A mendei löszfeltárás paleogeográfiai és kronostratigráfiai tagolási lehetősége újabb relatív és abszolút kortani adatok, a MILANKOVIĆ-féle glaciális ciklusok és az oxigénizotóp-stádiumok (SPECMAP) figyelembevétele alapján (PÉCSI M. 1992)

Minszk, Vladimir városoknál és a Szmolenszk–Moszkva-hátságán. Az Orosz-síkság D-i részén a lösz nagy kiterjedésű, egészen a Fekete-tenger partvidékéig és a Kaukázus előteréig. A lösz-óstalaj sorozat ebben a zónában lényegesen vastagabb, és a talajok kifejlődésében is különbségek találhatók az Orosz-síkság középső zónájához viszonyítva.

A Valdaj lösz bázisában egy jól fejlett poligenetikus talajkomplexum telepszik, amelyet *Mezin komplexumnak* neveznek (31. táblázat). Az Orosz-síkság óstalajai között a legállandóbb elterjedésű. A feltárásokban a talaj képződésének két fázisát különböztetik meg: a korábbi a *Szalyń fázis*, amely a *Mikulino* interglaciálisnak felel meg. Az Orosz-

106. ábra.

1 = csernozjom, sztyepesedés, földművelés, talajerózió, dellefeltöltődés; 2 = barna erdőtalaj, beerdősülés óholocénban; 3 = homokos lösz; 4 = löszös humusz, embrionális talajképződés, tajga parkerdő, *Picea*, *P. cembra* faszénmaradványokkal (16–17 ka B.P.), dellefeltöltődés vége; 5 = homokos lösz rénszarvas maradványokkal, delleképződés és -feltöltés állandó talajfagy mellett; 6 = löszös humusz, embrionális talaj (arktikus), tajga ligeterdő, faszénmaradvány (20–21 ka B.P.); 7 = homokos lösz; 8 = dellelősz, delleképződés és -feltöltés, állandó talajfagy mellett; 9 = homokos lösz és típusos lösz, *Elephas primigenius* egész váza; 10 = sztyeptalaj (MF₁), hidegsztyepes tajga- és ligeterdő, *Larix*, *Picea*, *P. cembra* gyakori faszénmaradványokkal, C¹⁴ koruk 27–28 ka B.P.; 11 = erős karbonátakkumulációs lösz az MF₁ talaj alatt, eróziós réteghiányt feltételezve; 12 = erősebben fejlett ligeterdős sztyeptalaj (MF₂), faszénmaradványokkal (*Picea*); 13 = vastag hármastagozatú lösz (I₃) felső része, feltehetően hideg sztyep uralkodott; 14 = dellelősz, lejtőlősz (I'₃); delleképződés és -feltöltődés; 15 = homokos lösz (I''₃), *Elephas primigenius* maradvány, gyér növényzetű sztyeplkíma; 16 = talajszediment (ss₁); lejtőleemosás, szoliflukció; 17 = homokos lösz (I''₃); 18 = talajszediment (ss₂) és szoliflukciós lösz (ls); 19 = sztyeptalaj (BD₁), *Betula*, *Pinus*, *Artemisia* pollenekkel (URBAN B. 1984); TL: 116 ± 17 ka B.P. ZÖLLER L. vizsgálata. (A BD₁ és BD₂ talajra vonatkozó TL koradat valamelyest túlértékelődött, mert a kapott értékek — a különböző időskálák szerint — stadiálisokat és nem interstadiálisokat jeleznek. Részben hasonló kalkulálási probléma marad az MF₂ talaj ZÖLLER által mért értékeivel kapcsolatban is. A SPECMAP időskála szerint is, a MILANKOVIĆ időskála szerint is 59–71 ka B.P. között hideg stadiálisra utal az éghajlat. Tehát nem kimondottan talajképző időszakok); 20 = lösz, gyengén homokos; 21 = sztyeptalaj (BD₂), közepes mészfelhalmozódásos szinttel, ZÖLLER L. TL adata szerint 147 ± 12 ka B.P.; *Pinus*, *Betula*, *Artemisia* uralkodó pollenek (URBAN B. 1984) alapján parkerdős környezet feltételezhető; 22 = lösz, *Elephas primigenius* maradvánnyal; 23 = hordaléktalaj (ss₃), lejtőleemosás, részleges sztyeptalaj-képződéssel; 24 = erős sztyeptalaj-képződés (BA) jelentős mészfelhalmozódással, uralkodóan *Artemisia Cerealia* típusú pollenekkel (URBAN B. 1984), TL kora ZÖLLER L. szerint: 218 ± 19 — 236 ± 25 ka B.P., feltehetően meleg mérsékelt éghajlat, mérsékelt száraz sztyeppviszonyokkal; 25 = lösz, *Equus sp.* maradvánnyal, ZÖLLER L. TL adata szerint 237 ± 32 ka B.P. (minimum kor), kora feltehetően Riss₁ eljegesedés; 26 = sztyeptalaj képződés (Mende bázis talaj MB₁) sok krotovinával, ZÖLLER L. TL vizsgálati adata szerint 270 ± 26 ka B.P. (minimum kor), az MB₁ talaj feltehetően egy átmeneti erdős sztyep éghajlat alatt képződött az MB₂ mediterrán xerofil barna erdőtalaj és az I₆ lösz között; 27–28 = vörösbarna erdőtalaj (MB₂), mészkonkrécik a Bt szintben és igen jelentős Cca szint nagy löszbabákkal (28), az uralkodó pollen *Pinus Picea Chenopodiaceae* (URBAN B. 1984), meleg mérsékelt klíma; 29 = proluviális homok. Korábban feltételeztük (PÉCSI M. 1982, 1987), hogy a Mende bázis talajkomplexum az utolsó interglaciális alatt alakult ki (R—W). Újabb TL vizsgálatok (SHINGVI és társai 1989, ZÖLLER és társai 1988, ZÖLLER L.—WAGNER G.A. 1991), a löszcsigák aminosavas vizsgálata (McCOY még nem publikált adatai), továbbá a lito- és pedosztratiográfiai körülmények újraértékelése lehetőséget nyújt számunkra a fiatal löszsorozat kronosztratiográfiai beosztásának módosítására. A fentiek alapján az utolsó interglaciális feltehetően a Basaharc Dupla (BD₂) talaj képviseli

síkság nagyobb részén ez időszakban erdőtalaj képződött, melynek jól elkülönülő eluviális és illuviális szintjei vannak. A Mezin típus (kulcs)szelvényben a talaj bázisát Dnyeper moréna képezi, fedőjében pedig Mikulino tőzeg telepszik.

A fiatalabb talajképződési fázis alatt csernozjomszerű talaj jött létre, amelyet a *Krutica interstadiális*ba helyeznek. Ezt a Valdaj glaciális első interstadiálisának tartják, és a Brörup vagy Amersfoort interstadiálissal valószínűsítik. A Mezin komplex két meleg fázisban képződött talaját egy hideg intervallum alatt képződött vékony löszréteg különíti el egymástól. Ez a *Szevszk*, vagy *intra Mezin löszhorizont* (VELICHKO 1990).

A Mezin talajkomplexum egészét az ún. *Szmoleszsk kriogén stádium*ban állandó talajfagy deformálta két fázisban is. Az „a” fázisból az interglaciális talajban kisebb föld- és jégécek pszeudomorfózisa maradt vissza, a „b” fázis során szoliflukció és krioturbáció deformálta az egész Mezin talajkomplexumot, a *Krutica talajt* is beleértve. Így ezek a fagyjelenségek az alsó Valdaj interstadiális utánra datálódhatnak.

A Valdaj glaciális számottevő első löszkötege, a *Khotylevo lösz* tulajdonképpen a *Brianszk talaj* anyakőzete. Ezt interstadiális típusú meleg intervallum alatti képződménynek tartják, melynek radiokarbon korát 32 ka–24 ka B.P. korúnak kalkulálták.⁸ Pedológiaiilag arktikus kriogén gleyes talajnak minősül, amelyben a mai állandó talaj fagyzónára jellemző *Betula* pollenek az uralkodóak. A Desna-medencében (Arapovicsi típus-szelvény) tundra sztyep fauna is előkerült e talajból.

A brianszki talajt a *belga Kesselt*, a *német Gleina*, az *osztrák Stillfried B*, a *cseh-morva PKI*, a *magyar Mende F1* paleotalajokkal párhuzamosítják. A Brianszk talaj kialakulása után az ún. *Vladimir kriogén* fázis alatt foltos, medallion mintázatú szerkezeti talajjá alakult át. Ezt követően alakult ki a Valdaj lösz II. köteg (Desna), amely 3–4 m-es típusos lösz.

A *Trubcsevszk embrionális talaj*, vagy gleyes horizont, amely a késői glaciális valamilyen melegebb intervallumában kb. 17 ka B.P. képződött, választja el a Valdaj lösz II. és a lösz III. (Altinovo) rétegeket. Ez utóbbi löszben feltűnően több a homokfrakció, mint a lösz II-ben. A Valdaj eljegesedést egy igen erős kriogén fázis zárta, a löszszelvényekben mélyre hatoló jég- és talajécek pszeudomorfózisa maradt vissza. E formák alapján a periglaciális klíma Kelet-Szibéria jelenlegi klímájához lehetett hasonló. A lösz III. kötegen a jelenkori talaj alakult, a legidősebbek korát radiokarbon módszerrel 8–9 ka B.P. datálták. A Mezin talajkomplex és a Valdaj lösz sorozatban a fentiek szerint mintegy 14–15 paleogeográfiai eseményt, klímaváltozást lehetett rekonstruálni.

6. *Nyugat-Szibériában*, az Ob-plató nagy kiterjedésű és vastag (60–100 m) lösz-takarót hordoz. Barnaul és Novoszibirszk között az Ob menti löszös magaspartot szakaszonként sok km hosszan természetes feltárásokban is tanulmányozták (SHAEVICH Ya. E. 1987, 1984, ZÜKINA V. Sz. és társai 1981, DERGACSEVA M. I. és ZÜKINA V. Sz. 1988). A felsőpleisztocén lösz és őstalajsorozat a szelvények felső részében (8–12 m) a novoszibirszki Lozsok és a Barnaul környéki Belovo feltárásokban a legtipusosabb (31.

⁸ A radiokarbon adatok alapján két különböző korú talaj, vagy hosszú időn át képződő poligenetikus talaj képződésére is lehet következtetni.

táblázat). Az utolsó interglaciálisnak minősített kettős sztyep- és erdőssztyep-talaj a Berdszk talajkomplexum (br_1 és br_2), melyet a szibériai Kazancevo interglaciális képviselőjének tartanak (VOLKOV I.A.–ZÜKINA V. Sz. 1984). Az alsó (br_1) sötétszínű humusz talajt (A és B szintjét) erős kriogén hatás érte, föld- és jégékek pszeudomorfózisai tagolják. Majd erre vékony rétegben löszös vályog – szuglinok – települ, amelyben krotovinák és finom mészkiválások vannak. A felső talaj (br_2) hasonló a br_1 talajhoz, de vékonyabb, ill. egyes szelvényekben fejletlenebb, és lényegében a humuszos A horizontot képviseli. A kettős talajt kialakulása után is újabb talajfagyjelenségek deformálták és földékek tagolják. A Berdszk talajkomplexum idősebb része (br_1) is erdőssztyep-, ill. sztyeptalaj, valószínű, hogy erősen kontinentális, mérsékelt klíma hatására alakult ki. Feltételezhető, hogy a kettős talaj közé zárt löszös szuglinok a Zürjanka glaciális bevezető hideg stadiális (Jermakovo I) alatt képződött, a br_2 talaj pedig a korai glaciális első interstadiálisát (Bogdaskino) képviselheti.

A fedőben következő vályogos lösz, löszszerű homokos vályog (Tulin lösz) néhány m vastag, egyes szelvényekben kettős osztatú, az alsó Zürjanka, megosztott pleniglaciális (Jermakovo) képviselője lehet (ARKHIPOV és társai 1986).

Az Iszkitim talajkomplexumot (IS_1 és IS_2) szintén kettőzött humuszos sztyep-talajok (A, B, C szintekkel) alkotják, de észrevehetően gyengébb kifejlődésben, mint a Berdszk talajok esetében volt. Radiokarbon datálással az Iszkitim 1 talajt 33–32 ka B.P., az IS_2 talajt pedig 20–26 ka B.P. határozták meg. A humuszok ^{14}C értékei azonban csak minimum kort képviselnek.

Ezek alapján az Iszkitim 1 és 2 sztyeptalajok a késői Karginszk (29–25 ka B.P.) és a korai Karginszk (Brianszk) interstadiálisok (közép Zürjanka) (50–30 ka B.P.) alatt képződtek.

Az utolsó glaciális maximumára – Szartanszk – (25–10 ka B.P.) és a késői glaciálisra helyezik az Elcov ill. a Bagan löszök képződését, melyekben a kriogén jelenségeket még nem tanulmányozták olyan részletesen, mint az Orosz-síkságon. A késői Zürjanka paleogeográfiai rekonstrukciója a legfelső lösz (Bagan) fosszilis fagyjelenségeinek vizsgálatáig még várat magára.

Az eltérések ellenére az itt tárgyalt szibériai löszszelvények litosztratigráfiailag sok tekintetben hasonlítanak az Orosz-síkság középső részén található kulcsfeltárások rétegsorához. A paleoklíma alapvetően az utolsó interglaciálisban különbözött az Ob menti löszplatóétól, ahol a réti-mezőségi sztyeptalajok váltogatták időben egymást löszös szuglinok és állandó fagyjelenségek szakaszos képződésével.

7. Közép- és Belső-Ázsia löszei igen nagy elterjedésben az ázsiai orográfiai sivatagok peremén, a magas hegységek hegyláb felszínein és medencéiben nagyobb, összefüggő provinciákat, hosszan elnyúló vonulatokat képeznek a Kínai-löszfennsíktól a Turkesztáni-medencéig. Ebben az övezetben az ún. „meleg löszök” halmozódtak fel nagy vastagságban, melyek rétegei között kriogén jelenségek alárendelt szerepűek vagy éppenséggel hiányoznak. A pleisztocén során ebben az övezetben arid, szemi-arid és kontinentális paleogeográfiai környezet váltakozott pluvialis ciklusokkal (fázisokkal). E körülményeket egyesek úgy értelmezik, hogy a löszök e zónában az interglaciálisok, az

őstalajok pedig a glaciálisok alatt képződtek. Újabban a kutatók másik csoportja szerint a löszös rétegek a negyedkor során itt is a glaciálisok, az őstalajok pedig főként az interglaciális során képződtek (DODONOV A.E. 1986, LAZARENKO A. A. 1984, LIU T. 1985a). Az átmeneti jellegű klímaszakaszokban a lösz, az őstalaj áttelepülésével, homokréteg betelepüléssel és egyes löszrétegek degradálásával is számolni kell.

Az utolsó glaciális alatti klímaváltozások számbavételéhez a Tadzsik-medence, ill. a Kínai-löszfennsík egy-egy kvázi komplettnek minősített és részletesen analizált fiatal löszrétegsorát választottuk alapul (1. táblázat).

7.1. *Tadzsikisztán* magas medencéjében a *Csasmanigar, Lahuti és Kajrubak*, ill. *Üzbegisztánban az Orkutszaj* löszfeltárások DODONOV A.E. (1984, 1986) szerint csaknem azonos rétegsort mutatnak. Ezek és más hasonló tadzsik löszfeltárások alapján a felsőpleisztocén szakaszba 5 őstalajt és 5 löszköteget sorol be (1. táblázat, 101. ábra).

Az V. számú talajt helyezi az utolsó interglaciálisba (Mikulino) paleomágneses és TL mérési adatok szerint. A rátelepülő 5. löszkötegben a Blake eseményt észlelték. A IV. paleosolt a Mezin talajkomplexum felső részével hozza párhuzamba (Brörup, Amersfoort interstadiális). A III. és a II. talajkomplexumokat a közbezárt 4. és 3. löszköteggel az utolsó glaciális középső részéhez sorolja. A 4., 3., 2. löszkötegeket a 4., 3., 2. izotópstádiumok hidegszakaszaival párhuzamosítja. A II. talajkomplexumot a Brianszk talajjal tartja egykorúnak (30–26 ka B.P.). Az I. talajt és az 1. löszréteget késő glaciálisnak véli. A szelvényt a jelenkori szürkés cinnamon talajjal zárja. A Tadzsik-medencében az I. őstalaj gyengén fejlett szemiarid szerozjom, az V. erősen fejlett vörösbarnás erdőtalaj, a II., III., IV. számú őstalajok barnás vöröses cinnamon talajok (barnás vörös gesztenyeszínű talajok). Üzbegisztánban a fiatal löszöket tagoló őstalajok valamivel szárazabb meleg klímaviszonyok során alakultak ki, szerozjomok, világosbarna kastanozjomok. Kifejlődésük nem erős, az őstalajok és a löszkötegek között nem annyira feltűnő a szerkezeti és a szintbeli különbség, mint a magas fekvésű Tadzsik-medencében, vagy mint a Kínai-löszfennsík D-i részében levő löszfeltárásokban.

7.2. A *Kínai-löszfennsíkon* a fiatal pleisztocén *Malan löszből* alig írtak le őstalajt, ill. a mintegy 10–12 m-ben települő S₁ jelzésű paleosolt sorolták az utolsó interglaciálisba. Feltehető, hogy az 1000 m-nél jóval magasabban fekvő löszfennsík fiatal rétegsora sok helyen hiányos. Újabban a Hoangho egy mellékfolyója második teraszán települő 30–40 m vastag Malan löszből (Linxia város közelében) 4 paleotalajt írnak le (31. táblázat). Ezalatt további 3 osztatú, gyengébben fejlett talajkomplexumot tüntetnek fel, mely TL vizsgálatok és az üledékképződés kalkulált sebessége alapján feltehetően 137 ka B.P.-nél nem idősebb.

A Beijuni teraszon települő Malan lösz talajainak korát LI J. és társai (1989) komplex módon kalkulálták. Összevetették a szelvény mágneses szuszceptibilitás görbéjét az izotópsztratigráfia stádiumaival, továbbá felhasználták a fauna adatokat és a TL mérések eredményeit.

| Beijuan szelvény | időszak ka B.P. | ¹⁸ O izotóp stádium |
|----------------------|-----------------|--------------------------------|
| S ₀ talaj | holocén | 1 |

| | | |
|--------|------------------------------------|-----|
| Sm-1 " | felső glaciális (30–10) | 2/3 |
| Sm-2 " | | 3a |
| Sm-3 " | középső glaciális (85–30) | 3c |
| Sm-4 " | | 4/5 |
| S1-a " | korai glaciális (110–85) | 5a |
| S1-b " | | 5c |
| S1-c " | utolsó interglaciális (140–110) | 5e |
| S1-d " | | 5/6 |

Végül az antarktiszi jégta­karóban – Vosztok állomás fúrása – 160 ka B.P. óta észlelt izotópos hőmérsékleti görbe szakaszos változásait összevetették a beiyuani szelvény lösz-paleosol rétegeivel. A löszrétegeket a hőmérsékleti görbe „hidegebb”, a paleosolokat a relatíve „melegebb” kilengéseivel korrelálták (LI J. és társai 1989). Ennek alapján arra a konklúzióra jutottak, hogy a szárazföldi löszös üledékek utolsó glaciális kori kronológiájára az előbb említett izotópos hőmérsékleti görbe (103. ábrán) pontosabb információval szolgál, mint a mélytengeri izotóp sztratigráfia görbéjével, ill. stádiumai­val való összehasonlítás. CHEN F. és társai (1991) ajánlata szerint az antarktiszi jégmagfúrásból kalkulált izotóphőmérsékleti görbe lenne az alap időskála a fiatal lösz-paleosol rétegek kronológiai beosztására.

Amennyiben LI és társai (1989) kronológiai tagolása az utolsó glaciális lösz-ciklusokra vonatkozóan a Kínai-löszfennsíkon több feltárásban is igazolható lenne, úgy a Malan lösz (9 lösz és 8 paleosol) sorozat klímátörténete is közelebb kerülne más euráziai löszprovinciák paleogeográfiai tagolódásához.

8. Észak-Amerika legnagyobb kiterjedésű löszprovinciája a Missouri, Mississippi, Illinois és Ohio folyók mentén széles Ny–K-i kiterjedésben, majd az Alsó-Mississippi völgyében hosszú-keskenyebb pásztákban csaknem a delta vidékéig nyúlik le D felé. Figyelemre méltó a több mint ezer km É–D-i kiterjedése az utolsó glaciális – Wisconsin – belföldi jégta­karó peremétől (kb. 410°N) csaknem a Mexikói-öböl szélességéig (30° N).

A fiatal pleisztocén löszök sztratigráfiai beosztása eredményeit legújabban az AQA és a Lösz Bizottság Észak-amerikai Munkacsoportja publikálta és mutatta be terepreferenciák alkalmával (FOLLMER L.R. 1979, FOLLMER R.L. és társai 1986, McCRAW D.J.–AUTIN W.J., 1989, McKAY E.D.–STYLES B.W. 1986).

Az utolsó interglaciálist képviselő, több tagból álló *Sangamon talajkomplexum* poligenetikus kifejlődésű paleocatena. E talajkomplexumnak nagy elterjedése miatt különböző változatai ismeretesek. A Wisconsin rétegek alatt, Illionioian (Loveland) löszön, morénán, esetenként idősebb folyóvízi üledékeken képződött. Sztratotípusainak képződési időtartamát Illinois területén 130–75-(?) 50 ka B.P. időszakra kalkulálják. A talajkialakulás megszakításokkal hosszú időn keresztül kitartott, mivel az ásványi anyag felhalmozódással a talajképződés lépést tudott tartani. Tulajdonképpen az emeletes talajkomplexum jól drenált felszínen okker vörös barna erdőtalaj (A, E, EB, B_t szintek­kel). Képződési ideje több helyen nem szorítkozott csupán az ún. Sangamon interglaciális

szakaszra, hanem főként D-en, a Mississippi alsó völgyszakaszán már a késői Illinoian stádiumban megkezdődött (kb. 198 ka B.P., McKAY–FOLLMER 1985) és a korai Wisconsinban is folytatódott.

A rátelepülő *Roxana szilt* – mint litosztratigráfiai egység – valójában nem lösz, hanem enyhén szürkésbarna embrionális talajok és közbetelepült vékony szilt rétegek egymásutánja. Illionisban négy részre tagolják (r₁–r₄. lásd 31. táblázat). Az alsó részeken gyenge talajokkal (például Mounds Section, Dél-Illinois), a felső részben (r₄) több centiméteres agyag- és homokbetelepülések fordulnak elő. A *Roxana szilt* egésze képződését (75) 65–30 ka B.P. becsülik, melynek kezdetétől számítják a Wisconsin eljegesedést.

A *Farmdale talaj* kilúgozott szürkésbarna vályog, részben a *Roxana*, ill. *Robein szilt* felső részén, esetenként *Peoria* löszben alakult ki, a C¹⁴ adatok szerint 28–25 ka B.P. Ez időtartam kronosztratigráfiailag a *Farmdalian interstadiális*.

A *Peoria lösz* (*Woodfordian stadiális* 25–8 ka B.P.) 5 részre tagolják (zóna 1–5), az agyagásványok váltakozása alapján. A legfelső rétegben (p-5) ártéri sötét agyagos réteget – a *Jules talaj* – 16 ka B.P. korúnak határozták meg. Ez alatt is előfordulnak vékony agyag-, ill. homokos rétegek, melyek folyóvízi ártéri lerakódások (20 ka B.P.). Egyes feltárásokban a *Peoria lösz* (Williams Hollow Section, Dél-Illinois) rózsaszínű, horizontálisan és finoman rétegzett alluviális szilt, más feltárásban különbözően szürkésbarna árnyalatú talajok (2-3) települnek egymásra (Mounds Section Dél-Illinois). A jelenkori préri talajt a *Peoria lösz*ön igen erősen fejlett és poligenetikus képződésűnek tartották. Míg a szintén poligenetikus, de több emeletes Sangamon erdő- és mezőségi talaj képződése különösen az Alsó-Mississippi völgyében hosszú időn át kitartott. Egyesek szerint felölelte a késői Illinoian, a Sangamon, az „Eowisconsin” és a korai Wisconsin időtartamát. Mások szerint a korai Wisconsinban löszképződés is volt.

Illinoisban a *Roxana szilt* és a *Peoria lösz* kőzetrétegtani egységei képződési időtartama során hat talajhorizont képződött, melyek között a *Farmdale talaj* az erőteljesebb, míg a többi gyengébben fejlett, de talajstruktúrával rendelkeznek. A köztes löszös rétegek vékonyak és határaik elmosódtak. Ezért feltételezhető, hogy többször ismétlődő, gyengébb talajképződés az ásványi anyag (szilt) nem nagyon gyors felhalmozódásával és a stadiálisok melegebb, nedvesebb klímahatásával hozható összefüggésbe.

A lösz-, paleoszol-, homokrétegek száma a Wisconsin glaciális alatt – a fentiek szerint – mintegy 12, nem számolva Sangamon talajkomplexumnak a korai Wisconsinba helyenként átnyúló szintjeivel. A mai felszín talaja, mint holocén interglaciális képződmény, az adott helyen nem azonos az utolsó interglaciális Sangamon talaj típusával.

8.6. KÖVETKEZTETÉSEK

1. Az *utolsó glaciális ciklus* teljes időtartamára és belső tagolására és egyeztetésére számos kísérlet történt. Bár a különböző időskálák között újabban számottevő egymáshoz igazodás figyelhető meg, mégis a fiatal lösz-paleosol sorozat paleogeográfiai rekonstrukciója szempontjából az időskála különbség pl. a ^{18}O izotóp stádiumok (2–5) és a MILANKOVIĆ-féle jeges, ill. jégmentes stádiumok között észrevehető fáziseltolódás van. Leglényegesebb különbség az utolsó interglaciális (R–W ill. 5e) időtartama és az időskálán elfoglalt helyzete között mutatkozik.

A MILANKOVIĆ- és a Bacsák-féle időskálán az R–W interglaciális kb. 140–120 ka B.P. közé esik,⁹ az 5e stádiumot viszont 128–116 ka B.P. kalkulálják (103. ábra). A lösz-paleosol sztratigráfiához gyakran használt két időskála az utolsó interglaciálisra vonatkozóan kb. 20 ka időeltolódást mutat. Az R–W hosszabb időtartamával a poligenetikus talajkomplexumok kialakulása jobban értelmezhető.

Úgy tűnik, hogy a 2. és 4. izotóp stádiumok ill. a W_2 és a W_3 stadiálisok időtartama és az időskálán belüli helyzetük közötti különbség nem több ötezer évnél. A két hideg, ill. jeges stádiumok közötti hosszú interstadiális (66–26 ka B.P.) lehetőséget nyújtott kettőződött, ill. emeletes talajok képződésére, amelyek közül a fiatalabb (25–27 ka B.P.) csaknem világméretű elterjedésű.

A legelterjedtebb és legvastagabb fiatal löszkötegek a W_3 stadiális (ill. oxigénizotóp stádium 2.) alatt 24 és 12 ka B.P. között képződtek. Ez időszak uralkodóan glaciális klímája alatt rövidebb-hosszabb hűvös, nedves és hideg-száraz szakaszok váltogatták egymást. A holocén kezdetéig csupán gyengén fejlett humuszos, arktikus talajok (2–3) képződtek a periglaciális lösz zónában.

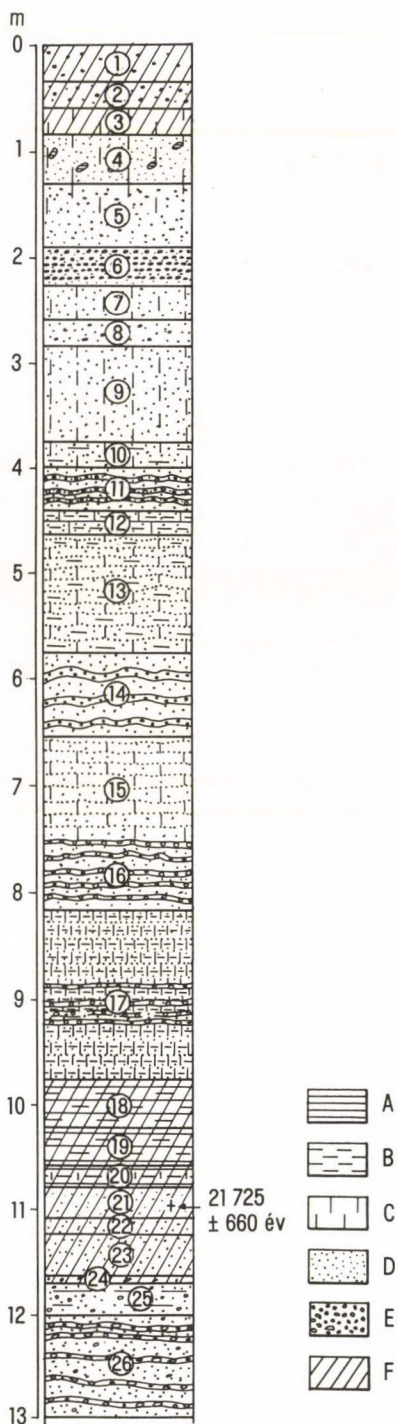
2. Az *utolsó glaciális ciklus paleoklímatörténeti rekonstrukcióját* a típusszelvények között mutatkozó bizonyos eltérések miatt (eltérő számú őstalajok és löszrétegek, paleocatena különbségek, réteghiányok) vagy csak általánosítva lehet megadni, vagy egy olyan egyedi konkrét lösz-paleosol szelvényre kell alapozni, amely a típusfeltárások legtöbb rétegtani egységét magában foglalja.

Mindkét esetben alapvető az utolsó interglaciális talajnak a meghatározása. Ezt azonban a kevés és bizonytalan eredményű abszolút kronológiai kormeghatározások miatt még ma is több oldalú közvetett módszerek alkalmazásával lehet megközelíteni.

Bizonyos fenntartásokkal, de feltételezzük, hogy a kiválasztott típusfeltárásokban (31. táblázat) valóban az utolsó interglaciális talajt ismerték fel.¹⁰ Ezt szem előtt tartva, bizonyos általánosítással megállapítható, hogy az utolsó interglaciális és a jelenkori talaj

⁹ Nagyon hasonló időszakban mutat erős felmelegedést a Voszток állomás jegének izotóp hőmérsékleti görbéje.

¹⁰ Az utolsó interglaciális talaj a kutatók egy csoportja szerint hosszabb időn át, erősebben fejlett és melegebb-nedvesebb klíma alatt képződött, mint a mai felszíni talaj, ill. a fiatal lösz paleotalajai (FINK J. 1974, GERASIMOV I.P. 1973). Az az álláspont, amely szerint az utolsó interglaciális talaj azonos jellegű az adott hely jelenkori talajával (BRONGER—HEINKELE 1989a, b) túlzott egyszerűsítésen, vagy nevezéktani félreértésen alapszik.



107. ábra. Felsőpleisztocén lejtőlész szelvénye
Balatonszabadi-Sóstó vasútállomásnál (MAROSI
S.—SZILÁRD J. 1974, 1988)

1—4 = csernozjom; 5—17 = finoman rétegzett
homokos, közettörmelékes lejtőlészös összlet;
18—24 = paleo-talajösszlet; 25-26 = rétegzett apró-
kavicsos homok összlet, Balaton parti üledék; A =
agyag; B = iszap; C = homokos lösz, löszös homok;
D = homok; E = aprókavics; F = talajosodott réte-
gek; + = 21. rétegben faszén maradványok radio-
karbon kora $21\,725 \pm 660$ év B.P. (HV)

között a típusfeltárások többségében 5–6 talaj (ebből 2–3 gyengén fejlett) és 5–7 lösz-, homokos löszréteg fordul elő. Az említett rétegekben és azok között – főként a volt periglaciális zónában – 3–5 szintben az *állandó talajfagy pseudomorfózisai* szigorú hideg klímareleváns képviselnek (31. táblázat 3., 4., 11. oszlop).

Az előbbieket mellett egyes löszprovinciákban (Közép- és Kelet-Európa, Észak-Amerika, Kolumbia-plató, Közép-Ázsia Taskent lösz) az utolsó glaciális kori löszökben, *eltemetett dellék* figyelhetők meg 2–3 szintben. A dellekimélyülés feltételezhetően gyér növényzet mellett hideg-száraz, a dellefeltöltődés pedig hűvös-nedves klímaszakaszokban mehetett végbe, miközben embrionális talajképződés is folyt.

Az említett lösz és paleosol rétegek és a bennük előforduló klímaváltozásokkal kapcsolatos és ismétlődő jelenségek (dellék, krioturbáció, szoliflukció, erózió) együttes száma átlagban 16–20. Ezeket úgy értelmezhetjük, hogy a fiatal lösz-paleosol sorozat képződése során (130–10 ka B.P.) az említett rétegek és jelenségek kialakulásához szükséges klímareleváns legalább 16–20 esetben változott meg. Ezek a 2–10 ezer éves klímaszakaszok¹¹ egyrészt rövidebb éghajlati oszcillációkból tevődtek össze, másrészt 20–40 ezer éves magasabb rangú éghajlati ciklusokat alkottak (három ízben stadiális és interstadiális, egy ízben interglaciális paleogeográfiai körülmények ismétlődtek a holocénen kívül).

3. Vannak löszfeltárások, amelyek rétegsora az utolsó interglaciálistól napjainkig feltehetően *kvázi-komplett*. Mégis ösföldrajzi helyzetüknek megfelelően egymástól többé-kevésbé különböző rétegsorral rendelkeznek. Az éghajlatváltozások megközelítő rekonstrukcióját elvégezni csak egy löszrégió valamely konkrét rétegsora alapján tartjuk célszerűnek, természetesen figyelembe véve a terület hasonló feltárásaiból kapott eredményeket is (105., 106. ábra).

4. Egyes löszrégiókon belül előfordulnak olyan fiatal lösztakarók is, amelyek képződése az utolsó stadiálisra (W3, 26–12 ka B.P.) szorítkozott (MAROSI S.–SZILÁRD J. 1974, 1988, PÉCSI M. 1982, Veszprém téglagyári feltárása). Az ilyen löszökben, amelyek 4–10 m vastagok is lehetnek, csak embrionális talajok: 2–3 humuszos lösz, krioturbációs jelenségek, homokos lösszel eltemetett dellék fordulnak elő. Az *utolsó stadiális alatti klímaingadozások rekonstrukciójára legalkalmasabb löszfeltárásokat a kisebb-nagyobb dellék rétegsorából várhatjuk* (107. ábra).

5. Úgy tűnik, nem véletlen, hogy az utolsó glaciális ciklus alatt képződött lösz-talaj-homok rétegek száma nagyon közel áll, vagy megegyezik a BACSÁK-féle klímátípus variációkkal, ill. a KUKLA-féle fázisok ismétlődési lehetőségével. Nyugat- és Közép-Európa fiatal löszfeltárásainak elemzése alapján feltételezhető, hogy egy-egy klímátípus, ill. üledékképződési fázis alatt többnyire egy-egy rétegtag képződött, ritkábban kettő. A hosszabb szakaszok alatt az üledékképződésben rövidebb szakaszosság is jellemző lehetett, de eróziós réteghiányok is létrejöttek.

¹¹ BACSÁK (1942) klímátípusoknak, KUKLA–LOŽEK (1961) klímáfázisoknak nevezték, ezek az egységek az utolsó glaciális (interglaciális) ciklus alatt $3 \times 6 = 18$ ízben ismétlődtek meg. A Grand Pile Woillard G. (1978), a Les Echets PONS és társai (1989) és HEUSSER C.J. (1973) szerint a Washington állam területéről palinológiai adatok alapján rekonstruált hőmérsékleti görbe pollenzónái szintén 17–19 klímaváltozásra, klímaingadozásra engednek következtetni az utolsó glaciális ciklus során.

9. A KÍNAI-LÖSZFENNSIK

A Kínai-löszfennsík az egyik legtipusosabb löszformáció, kiterjedése közel fél-millió km², mely Kína löszborította területének mintegy 44 %-át képviseli.

A löszfennsík központi része a Hoangho középső vízgyűjtőjének része. A lösz-rétegsor alapzata az őskori *Ordosz-masszívum*. E területen a paleozoikum és a mezozoikum során ismételt süllyedés és emelkedés ment végbe. Táblás felszín formálódott, jórészt szárazföldi rétegekkel fedve. A felsőkréta időszak alatt az Ordosz-masszívum körül hegység gyűrődött fel, amely a harmadidőszak folyamán erősen lepusztult. A negyedidőszakban a Kínai-löszfennsík alapzata kiemelt medence helyzetbe került.

A löszfennsík K-i, nagyobb része 1000–1800 m magas a Lüliang- és a Liupan-hegységek között, a löszösszlet 100–200 m vastag. A fennsík Ny-i része 2000 m fölé emelkedik és a lösz vastagsága Lancsou környékén növekszik, meghaladja a 200–300 m t.



108. ábra. Felárkolt Juan-domborzat a Kínai-löszfennsíkon (Foto: KESZ A.SZ.)

9.1. JELLEGZETES FELSZÍNFORMÁK

A löszfennsíkot kanyonszerű löszvölgyek, mélyen bevágódott völgyek és különlegesen sűrű, eróziós vízmosáshálózat tagolja. A meredek löszfalakat mesterségesen lépcsőzik és művelik, sok helyen azonban leomlások, csuszamlások és löszkarsztos-szulfóziós, barázdás eróziós folyamatok pusztítják a lejtőket. Gyakoriak a földpiramisok, természetes hidak, löszdolinák, löszmélyutak.

A kínai löszvidék jellegzetes felszínalakulását részben a lösz alapzatában átöröklött formák hatása (medencék, hegyláncolatok, korábbi völgyek), részben fiatal kiemelkedés hatására a talajerózió és a több ezer éves földművelés determinálja. A löszfennsíkon a leggyakoribb mezóforma a *juan*, a *liang* és a *mao*, ill. ezek átmeneti formatípusai (108–112. ábra).

A *juan* teljesen sík plató (108. ábra), amelynek vízszintes felszínét általában az öntözés miatt mesterségesen alakították ki. A sík völgyközi hátakat hirtelen mélyülő folyóvölgyek és kanyonszerű eróziós árkok határolják. A *juan* felszínében a paleodomborzat is átöröklődött (TENG Z. 1985), amely általában lapos medence vagy gyengén



109. ábra. Eróziósan tagolt Liang domborzat a Kínai-löszfennsíkon (Foto: KESZ A.SZ.)



110. ábra. Mao domborzat a Kínai-löszfennsíkon (Foto: WANG Y.)

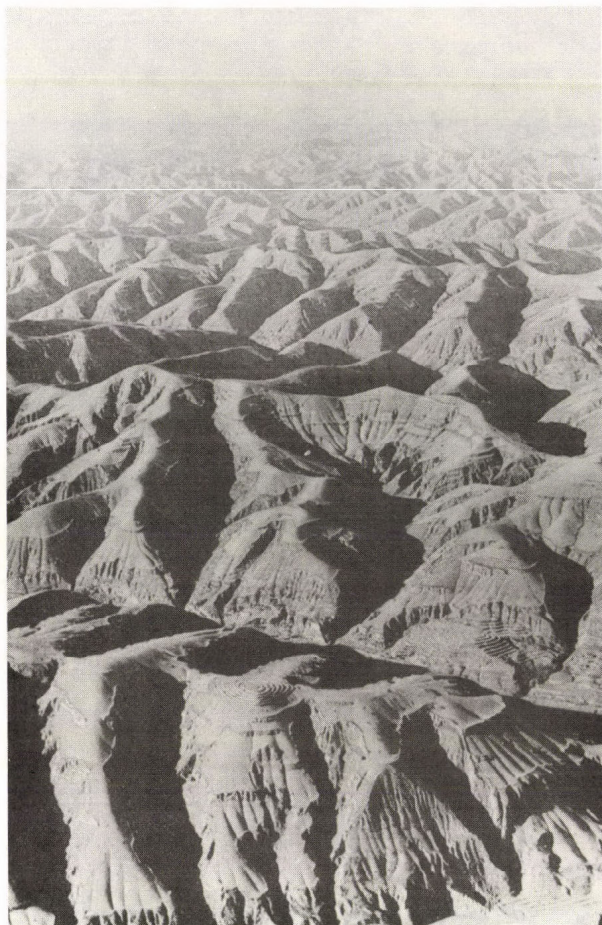
A dóm alakú formák eróziós vízmosásait évente elegyengetik

lejtő hegylábfelszín ősi teraszokkal tagolva. Rajta a lösz és az őstalajsorozat 150–200 m vastag és közel horizontálisan telepszik (112a. ábra).

A *liang domborzat* hosszan elnyúló konkáv löszhátak társulása, amely többnyire a hegységi előtereket kíséri. A hágót formáló 100 m vastag lösztakaró ősi alapzata többnyire egyenetlen és hullámos (109. ábra).

A *mao domborzat* kerekded löszdombok csoportjaiból áll. A lösz vastagsága nagyon változó, mert az alapzata egyenetlen, teraszozott, vagy kupolaszerű dombokat alkot. A *liang* és a *mao* mint felszínforma gyakran együtt is előfordul. A kerekded mao dombok lejtőinek inflexiós sávjában apró barázdák képződnek, amelyeket a művelés során évente elegyengetnek. Ennek következtében fokozatosan fejlődnek és jellegzetesen kerekded, barázdált lejtőt formálnak (110., 114. ábra).

A *tajjuan* alacsonyabban fekvő teraszos löszsíkság. A löszfennsíkon kívül főként attól D-re a Vej-folyó völgymedencében, teraszokon és hordalékkúpokon a legtípusosabb (113. ábra). A széles, teraszos síkon a lösz 10–50 m vastag. A kínai kutatók szerint ez másodlagos lösz, vagyis a finomszemcse frakciójú anyagot a folyók árvizei halmozták fel (YUAN B. és társai 1985).

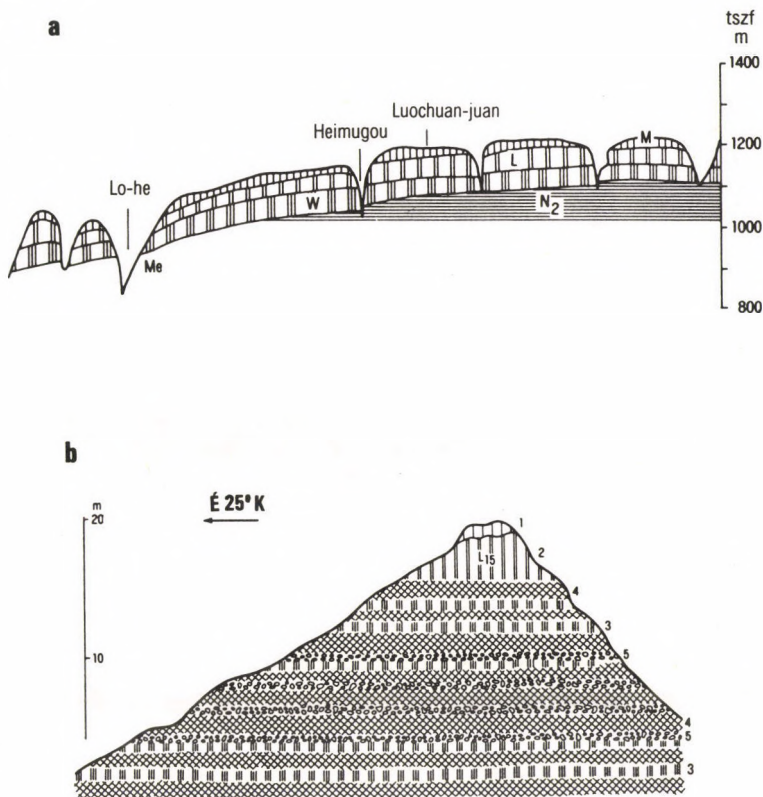


111. ábra. Liang-mao átmeneti domborzattípusok a Kínai-lösszfennsíkon (Foto: WANG Y.)

A domborzat csaknem egészét évente egyenetlik, teraszolják

Az *intramontán medencék*, vastagon lösszel kitöltve gyakori domborzataalkotók a löszfennsík K-i és Ny-i részében (72., 75., 114. ábra).

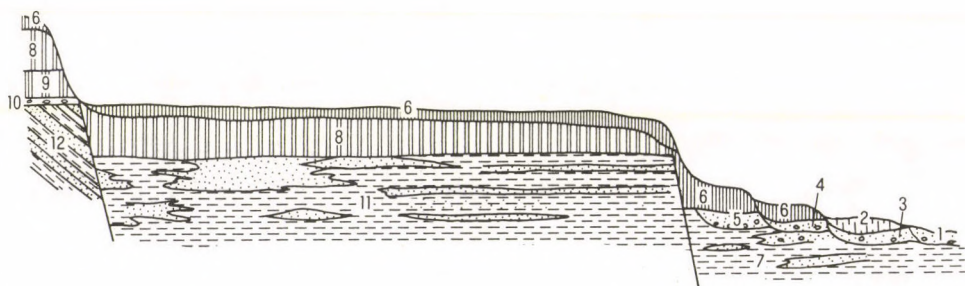
Völgyek, kanyonszerű löszszurdokok különböző korúak és formájúak, ez utóbbiak különösen jellemzők és gyakori formák a löszplatón (108. ábra). Az eróziós löszvölgyek, árkok sűrűségét $5\text{--}6\text{ km/km}^2$ -re becsülik (TANG K. és társai 1985). A művelés alatt álló löszfelszíneken a barázdás erózió is igen aktív, amely a löszfennsík egyes részein meghaladja a művelt terület 50 %-át is.



112. ábra. Kínai-löszfennsík, Luochuan-juan (a) és Baotou-liang (b) domborzata és általánosított rétegtani tagolása (kb. 164 km-re északra Xiantól; CHENG M. és társai 1985)

a: M = Malan lösz; L = Lishi lösz; W = Wucheng lösz; N₂ = vörösföld; Me = középkori alaphegység; b: 1 = Malan lösz; 2 = Lishi lösz; 3 = Wucheng lösz (lösz jellegű üledékek); 4 = okkervörös paleotalajok; 5 = löszbabás szintek

A lösz alatti medencefelszín É–D-i irányban gyengén lejt. A nagy folyókat párhuzamosan kísérő teraszok a löszképződés előtt és annak folyamán alakultak ki, ennek során egyes folyók mélyen bevágódtak az alapszilik szilárd kőzeteibe (Luo, Jen folyók). Számos nagy löszszurdok pedig a löszben alakította ki teraszait (114. és 115. ábra).

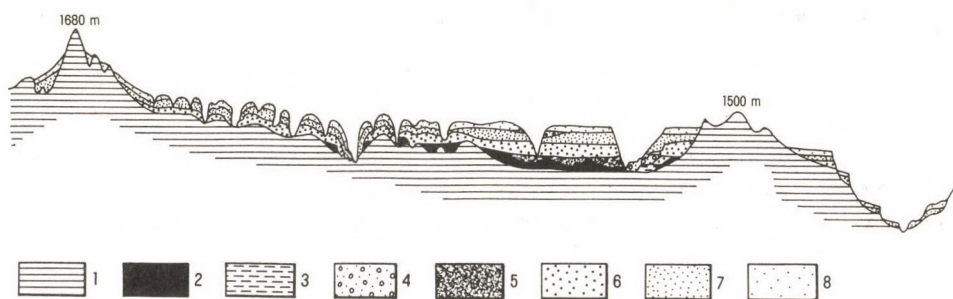


113. ábra. Tajuwan domborzat: alsópleisztocén lösszel fedett fluviolakusztikus üledékeken képződött folyóteraszok (WANG Y. és társai 1980, WANG Y. 1982)

1 = homok és kavics (H); 2 = szilt (H); 3, 4, 5 = homok és kavics (Q₃); 6 = Malan lösz (Q₃); 7 = fluviatilis homok, szilt, agyag (Q₂); 8 = Lishi lösz (Q₂); 9 = Wucheng lösz (Q₁); 10 = kavics (Q₁); 11 = fluviolakusztikus homok, szilt, agyag (Q₁); 12 = neogén üledékek

9.2. A KÍNAI LÖSZ SZEMCSEMÉRETEI

A kínai kutatók 1930 óta főként Senhszi tartományban vizsgálták a típusos löszszelvényeket (116. ábra). A Luochuan környéki mintegy 130 m vastag löszszelvény rétegeiből 109 mintát elemeztek, amelyek meglehetősen homogénnek mutatkoztak.



114. ábra. Lösszel bélelt hegyközi medencék általánosított szelvénye (LIU T. 1965)

1 = alaphegység; 2 = neogén vörös agyag; 3 = vályog; 4 = homokos kavics; 5 = törmelékkúp-anyag; 6 = Wucheng lösz; 7 = Lishi lösz; 8 = Malan lösz



115. ábra. Teraszos lösz-szurdok (Foto: PÉCSI M.)

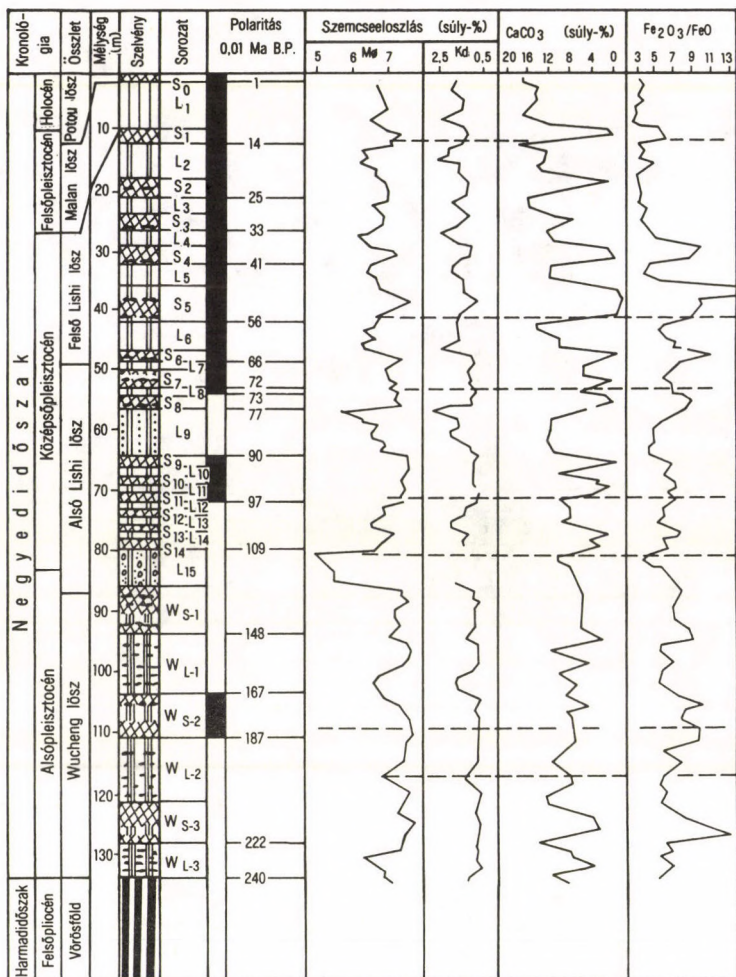
250 mikronnál nagyobb szemcse alig van,
 250–150 mikron között homok, összesen 1 súly%,
 100–50 mikron közötti szemcsék 3–10 súly%-ot képviselnek, míg az
 50–10 mikron szemnagyságú homokliszt frakció a luochuani feltárásban 50–60
 súly%-ban részesedik. Ez utóbbi adat elsősorban a *Malan* lösz- és a *Lishi* löszsorozatra
 jellemző. A *Wucheng* lösz durva homokliszt (szilt) tartalma 35–45 súly% között van, míg
 a fosszilis talajokban ezt 40–50 súly%-ban állapították meg.

Az egyes löszrétegeken belül a durva homokliszt %-os változásait klímaváltozá-
 sokkal hozzák kapcsolatba és ebből szedimentációs ciklusokra is következtetnek. A
 löszfrakció eltérései a rétegek között általában 10–15 súly%-ot tesznek ki.

Az agyag tartományba eső szemcsenagyság a *Malan* és a *Lishi* lösz esetében 20–35
 súly%, a *Wucheng* lösz és az eltemetett talajok 5 mikronnál kisebb részecskéket (agyagot)
 nagyobb mennyiségben tartalmaznak (kb. 35–45 súly%). Az egy mikronnál kisebb
 szemcsék részaránya általában 10–20 súly% (32., 33. táblázat).

A luochuani löszszelvényre kiszámították a szemcsenagyság átlag (média) értékét: 5,17–7,54 MØ. A
 minták többsége azonban csak 6,3–7,0 MØ értékeket adott. A fosszilis talajok MØ értéke több mint 7 (116.
 ábra).

A típusfeltárásokban a löszöket 3 kategóriába sorolják:



116. ábra. A luochuani löszszelvény tagolása LIU T. (1987) szerint

A Malan lösz (L₁) és a Felső Lishi lösz (L₂—L₅) hasonló szürkésárgás színt és jelentős karbonát tartalmat mutatnak. A különbség az Alsó Lishi lösz (L₆—L₁₅) rózsaszínű és világosbarna színében mutatkozik; L₉ és L₁₅ az egész szelvény leghomokosabb löszrétegeit képviselik. A Wucheng lösz (W_{L-1}—W_{L-3}) lényegében egymásra települt paleotalaj sorozat, amelyben rózsaszínű, barna és barnászvörös, lösz jellegű szilt-agyagrétegek, talajok és számos mészkonkréciós szintek váltakoznak egymással. S = paleotalajok

- homoklisztes könnyű vályog,
- homoklisztes közepes vályog,
- homoklisztes nehéz vályog.

A fosszilis talajokat, ill. a mállott löszrétegeket rendszerint *homoklisztes könnyű agyagoknak* nevezik.

32. táblázat. A Kínai-löszfennsík egyes löszének és paleotalajainak szemcseösszetétele (súly-%)
(Elemzések: GEREI L. és BALOGHNÉ DI GLÉRIA M.)

| Minta | CaCO ₃ | Szemcsenagyság (mm) | | | | | | | Agyag | Szilt | Homok |
|-------|-------------------|---------------------|---------------|--------------|-------------|-------------|------------|-------|-------|-------|-------|
| | | < 0,002 | 0,002 - 0,005 | 0,005 - 0,01 | 0,01 - 0,02 | 0,02 - 0,05 | 0,05 - 0,1 | > 0,1 | | | |
| 4 * | 2,53 | 26,69 | 9,56 | 11,85 | 20,66 | 29,41 | 1,16 | 0,12 | 48,10 | 50,07 | 1,28 |
| 5 | 11,84 | 20,79 | 9,18 | 10,17 | 23,85 | 32,42 | 2,25 | 0,12 | 40,14 | 56,27 | 2,37 |
| 6 | 10,99 | 20,85 | 5,79 | 10,65 | 24,53 | 33,21 | 3,23 | 0,53 | 37,29 | 57,74 | 3,76 |
| 7 | 11,84 | 25,25 | 7,81 | 10,90 | 25,48 | 25,84 | 2,61 | 0,45 | 43,96 | 51,32 | 3,06 |
| 8 * | 7,61 | 26,28 | 11,65 | 11,65 | 22,49 | 25,55 | 1,68 | 0,23 | 49,58 | 48,04 | 1,91 |
| 10* | 1,69 | 24,34 | 7,78 | 15,25 | 24,04 | 25,74 | 0,97 | 1,75 | 47,37 | 49,44 | 2,72 |
| 11 | 7,19 | 20,80 | 9,80 | 11,27 | 21,35 | 34,40 | 1,74 | 0,08 | 41,87 | 55,75 | 1,82 |
| 12* | 5,92 | 23,13 | 8,08 | 7,41 | 11,60 | 9,68 | 1,65 | 38,29 | 38,62 | 21,28 | 39,94 |
| 15* | 0,42 | 49,12 | 9,29 | 10,58 | 15,88 | 13,07 | 0,39 | 0,08 | 68,99 | 28,95 | 0,47 |
| 16* | 3,81 | 50,37 | 8,39 | 10,40 | 14,07 | 12,96 | 1,32 | 1,99 | 69,16 | 27,03 | 3,31 |
| 19* | 0 | 50,33 | 6,50 | 8,86 | 11,04 | 14,46 | 4,59 | 3,34 | 65,69 | 25,50 | 7,93 |
| 22 | 19,53 | 15,09 | 7,13 | 10,79 | 29,41 | 34,88 | 1,64 | 0,12 | 33,01 | 64,29 | 1,76 |

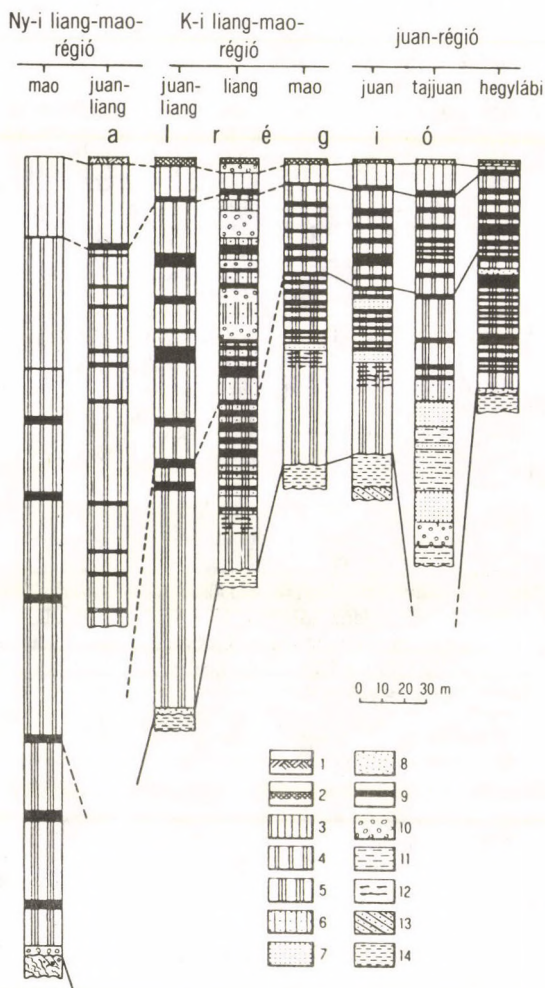
Minták: 4 = paleotalaj (S₂), Luochuan (Potou); 5 = Lishi lösz (L₂), Luochuan (Potou); 6 = Lishi lösz (L₄), Luochuan (Potou); 7 = Alsó Lishi lösz, Luochuantól 35 km-re északra; 8 = Lishi löszben előforduló paleotalaj, Luochuantól 35 km-re északra; 10 = alsó Lishi lösz paleotalaja, Jenantól délre; 11 = Wucheng lösz, Luochuan (Potou); 12 = áthalmazott vörösföld, Luochuan (Potou); 15 = autochton vörösgyag, Jenantól délre; 16 = autochton vörösgyag, Jenantól délre fekvő vízvásztón; 19 = vörösföld, Pekingtől északra lévő hegylábfelelőn; 22 = vörössárga szilt (allúvium), Jenantól délre; * = paleotalaj

33. táblázat. A Kínai-löszfennsík egyes löszének és paleotalajainak ásványi összetétele (súly-%)
(Elemzések: GEREI L. és REMÉNYI M.)

| Minta | Kvarc | Föld-pátok | Kalcit | Dolo-mit | Csillám + Hidro-csillám | Mont-moril-lonit | Klorit | Kaolinit | Közbe-rétegzett ásványok | Al + Fe Hidroxidok |
|-------|-------|------------|--------|----------|-------------------------|------------------|--------|----------|--------------------------|--------------------|
| 4* | 22 | 11 | 2 | — | 17 | 15 | 12 | 7 | 6 | 8 |
| 5 | 22 | 10 | 8 | 2 | 14 | 14 | 14 | 6 | 5 | 5 |
| 6 | 22 | 8 | 7 | 2 | 18 | 12 | 12 | 6 | 8 | 5 |
| 7 | 21 | 8 | 9 | 2 | 18 | 13 | 13 | 6 | 5 | 5 |
| 8* | 20 | 12 | 5 | 2 | 18 | 13 | 15 | 4 | 6 | 5 |
| 10* | 20 | 9 | 3 | 2 | 19 | 14 | 20 | 3 | 5 | 5 |
| 11 | 26 | 8 | 7 | 2 | 16 | 12 | 14 | 6 | 4 | 5 |
| 12* | 23 | 5 | 18 | 2 | 16 | 16 | 5 | 2 | 8 | 5 |
| 13 | 17 | 8 | 4 | 2 | 21 | 18 | 12 | 4 | 9 | 5 |
| 15* | 18 | — | 2 | — | 20 | 22 | 13 | 7 | 13 | 5 |
| 16* | 17 | 2 | 3 | — | 24 | 26 | 10 | 3 | 10 | 5 |
| 19* | 19 | 5 | — | — | 22 | 17 | 13 | 6 | 10 | 8 |
| 22 | 25 | 2 | 24 | — | 13 | 10 | 6 | 2 | 13 | 5 |

Minták: Leírást lásd a 32. táblázaton

A Luochuan szelvényekben a Malan lösz és a Lishi lösz felső részében a durva aleurit (homokliszt) aránylag nagyobb %-ban fordul elő, mint az idősebb rétegekben. Ez utóbbiak főleg finom és aránylag kevés durva homoklisztet tartalmaznak. A L9 és L15



117. ábra. Lényeges rétegtani különbségek a Kínai-löszfennsík különböző geomorfológiai löszrégióiban (SASA-JIMA S.— WANG Y. 1984)

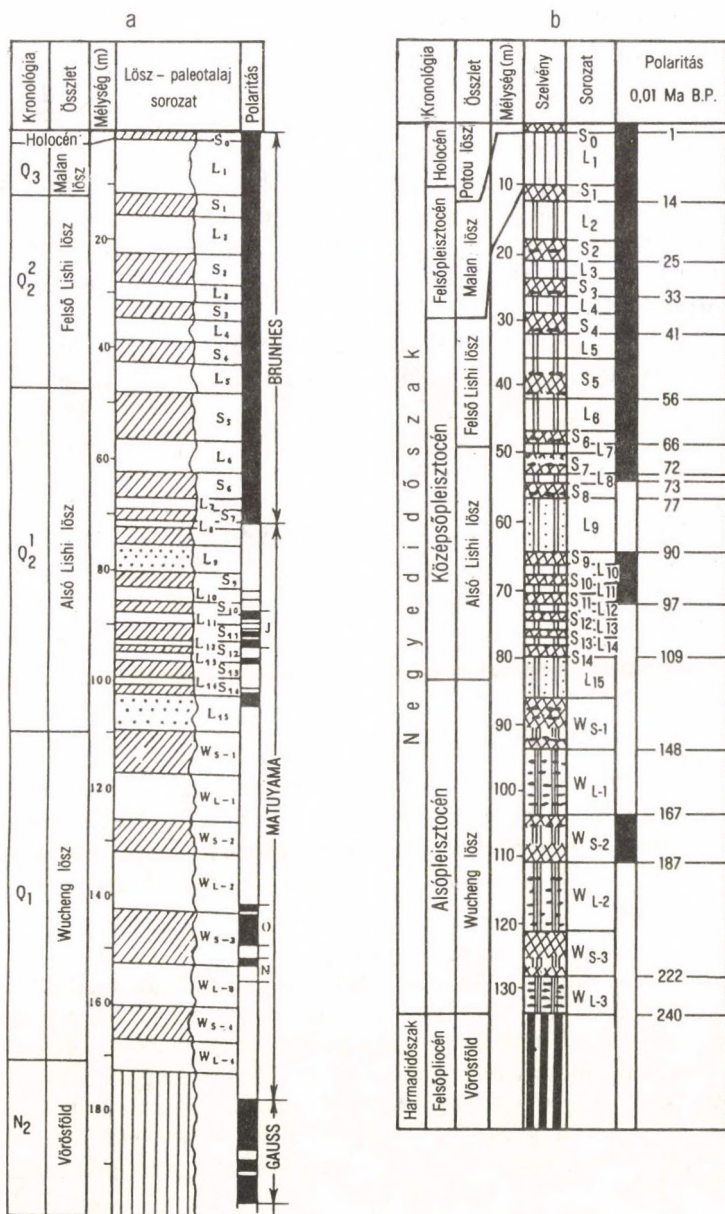
1 = holocén lösz; 2 = holocén, sötét színű vályogos talaj; 3 = Malan lösz; 4 = Lishi lösz; 5 = Wucheng lösz; 6 = homokos lösz; 7 = homok; 8 = homokos szilt; 9 = paleotalaj; 10 = kavics; 11 = lösz jellegű, agyagos talaj; 12 = karbonátkonkréciók; 13 = homokkő; 14 = pliocén vörösgyag

homokos lösz általában durvább szemcseösszetételű, mint a többi löszös rétegek (116. ábra).

A Luochuan szelvény löszrétegei – szemcseösszetételre nézve – nem nagyon különböznek egymástól. A rétegek közötti szemcseeloszlási különbséget jobban jellemzi a durva homokliszt (50–10 mikron) és az agyag (5 mikronnál kisebb szemcsék) aránya.

A K_d érték rétegenként elég jól váltakozik és a szemcsenagyság eloszlást jobban kidomborítja.

A Kínai-löszfennsíkon a löszök szedimentológiai jellegével különösen az elmúlt évtizedben sokan foglalkoztak, sőt elektronmikroszkóppal a szemcsék alakját, a szem-



118. ábra. Xifeng (a) és Luochuan (b) löszszelvényeinek magnetosztratiográfiai korrelációja (LIU T. 1987). A Wucheng-sorozatot egyelőre vázlatosan négy, ill. három poligenetikus paleotalajcsoportba (WS1—WS4) és négy, ill. három poligenetikus löszcsoportba (löss jellegű lerakódások: WL1—WL4) tagolják; L₉ = felső szilt-homok; L₁₅ = alsó szilt-homok; lásd 116. ábrát is

csék egymáshoz társulásának szerkezetét is részletesen feltárták (LIU T. 1985a, SASA-JIMA S. és társai 1984).

A LIU és iskolája a lösz uralkodó szemcsenagyságának (50–10 mikron) kialakulását az eolikus por ülepedésének sajátságában keresi. BAGNOLD R.A. (1941) kísérleteire hivatkoznak, amely szerint a 0,3–0,7 mm-es szemcsék nehezen szállítódhatnak lebegtetve, ugyanakkor az 5 mikronnál kisebb szemcséket a szél már nem tudja felemelni, azok tapadóképesége miatt. Továbbá hivatkoznak MOLDAVAY L. (1962) kísérleteire, amely szerint az 50–10 mikron átmérőjű szemcsék légi úton könnyen szállítódhatnak és ez a szemcsenagyság a domináló alapfrakció az eolikus por összetételében. A 10 és 5 mikron átmérőjű szemcséket járulékos frakciónak nevezik, ezek kevésbé mozgékonyak.

WANG Y. és társai (1984) szerint a kínai löszök kvarcsezemcséit különböző folyamatok alakították, de a szemcsék szállítása folyamatában a szél fontos szerepet játszott.

A löszkutatók egy másik csoportja azonban a Kínai-löszfennsík ásványi szemcséinek felhalmozódását elsődlegesen folyóvízi lerakódásnak minősíti (ZHANG Z. 1984, MING L.–FAN H. 1985). Tehát az uralkodó szemcsék (50–10 mikron) lerakódását is folyóvízi felhalmozódással értelmezik. A Sárga folyó közepesen nagyobb vízhozama esetén ui. már $5\text{--}6\text{ kg/m}^3$ iszapot szállít, a vízben lebegtetett iszapfrakció uralkodó szemcsenagysága is a löszével csaknem megegyező. Erre vonatkozóan hasonló adatokat mértek a magyar Maros folyón is (MEZŐSI J.–DONÁTH É. 1954).

9.3. A LÖSZ RÉTEGTANI TAGOLÁSA

A Kínai-löszfennsíkon nagyon sok a löszfeltárás, különösen a mély völgyekbe lemenő utak és a meredek falú löszszurdokok oldalában. Ezekben nagyszámú lösz- és őstalaj réteg figyelhető meg, de a löszfennsík teljes rétegsora egy-egy feltárásban általában nehezen tanulmányozható. A lösztakaró nagy vastagsága miatt a meredek löszfalak alját rendszerint omladék fedi.

A löszfennsíkon több litosztratigráfiai régiót lehet elkülöníteni (117. ábra). A lösz rétegtani tagolására legalkalmasabbnak bizonyultak a fennsík közepén és Ny-i részén levő feltárások és fúrások, Luochuan, Xifeng és Lancsou környékén. A részletesen feldolgozott és publikált feltárások a löszplató közepének K–Ny-i metszetében helyezkednek el, egymástól mintegy 150–200 km távolságban. A Louchuan és a Xifeng környéki feldolgozások (118. ábra) és számos más szelvény alapján a kínai löszök (L) és fosszilis talajok (S) teljes sorozatát paleomágneses mérésekre támaszkodva 2–2,5 millió évesnek határozták meg (LIU T. 1985a), és 5 jellegzetes alcsoportra tagolták:

- | | | |
|---------------------|----------|---|
| 1. Potou lösz | 1,5–2 m | holocén (L_0 , S_0); |
| 2. Malan lösz | 10 m | felsőpleisztocén (L_1 , S_1); |
| 3. Felső Lishi lösz | 30 m | középsőpleisztocén (L_2 – L_4 , S_2 – S_4); |
| 4. Alsó Lishi lösz | 50 m | középsőpleisztocén (L_5 – L_{15} , S_5 – S_{14}); |
| 5. Wucheng lösz | kb. 50 m | alsópleisztocén (W_{L1-4} , W_{S1-4}), |

amely utóbbi sok helyen neogén szubaerikus vörösayagra (5–40 m) telepszik.

Több munkacsoport ismételten is megvizsgálta az említett szelvények teljes rétegsorát (SASAJIMA S.–WANG 1984, HELLER F. és társai 1987, ZHANG Z. 1984, KUKLA G. J. 1987).

A polaritás váltások értékelését HELLER és társai (1987) az alábbi megfontolások alapján végezték:

- feltételezték, hogy a lösz-őstalaj sorozat a Kínai-löszfennsík vizsgált szelvényében kvázi-komplett és nem fordul elő lényeges réteghiány;

- az üledék képződésének sebességét lényegében hasonlóknak tartották a teljes szelvényben (7,5 cm/1000 év);

- az őstalajok kialakulását mintegy 25 %-kal hosszabb időre számították, mint az egyes löszkötegek esetében tették.

- a luochuani szelvényben nem, a xifengi szelvényben pedig csak a *Brunhes* zónában, továbbá a *Jaramillo* és az *Olduvai* alzónában találtak nem értelmezhető polaritást;

- a *Matuyama* (ill. fordított polaritású) zónában néhány normál polaritású mintát észleltek, ezeket mint hibás vizsgálati eredményeket nem vették figyelembe, mivel zavarólag hatott a paleomágneses értékelésre.

Az utóbbi években a *Brunhes*/*Matuyama* határt (0,73 Ma) a louchuani szelvényekben és fúrásban az S₈ talajban, ill. a felette lévő L₈ löszben, a xifengi feltárásban pedig a L₈ löszben mutatták ki, de ezen hasonló vizsgálati eredmények mellett eltérőek is megtalálhatók (SASAJIMA–WANG 1984, LIU X. és társai 1987, KUKLA 1987a, b).

A *Jaramillo* eseményt (0,9–0,96 Ma) a Lishi sorozatban, az *Olduvai* eseményt (1,6–1,8 Ma) pedig a Wucheng sorozatban észlelték.

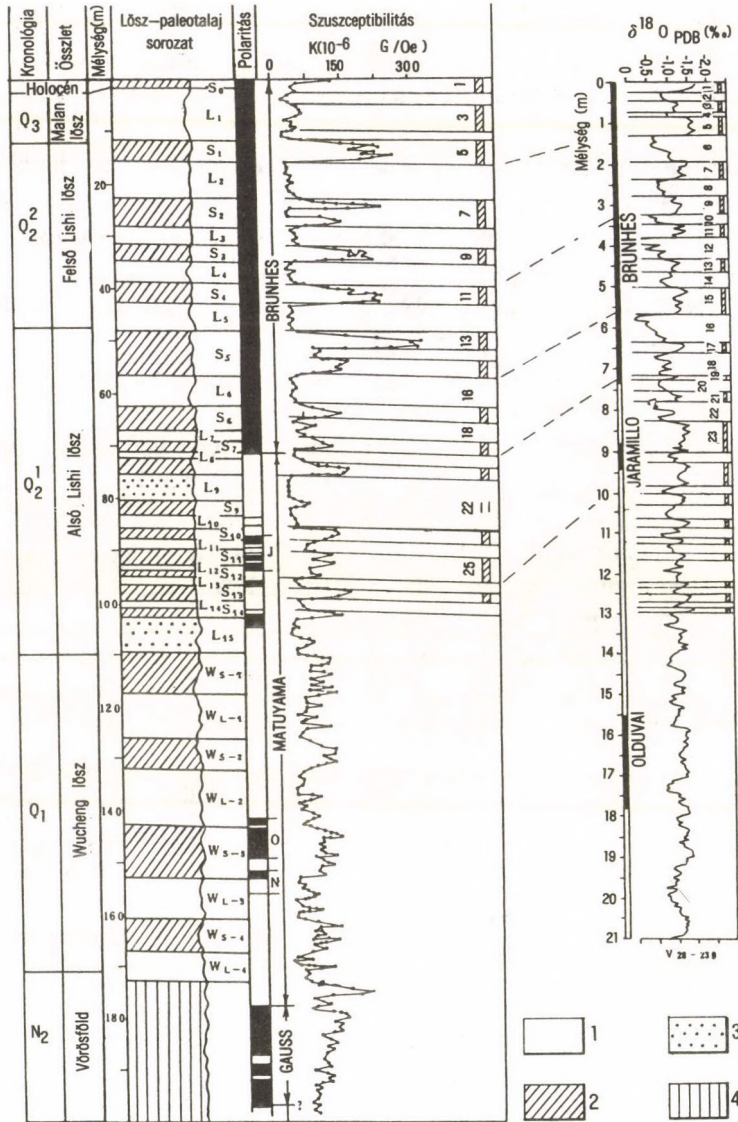
A *Matuyama*/*Gauss* zónák határát (2,4 Ma) a Wucheng és a vörösayag képződmények érintkezésében vonták meg.

A xifengi szelvény felső vörösayag sorozatában a *Gauss* normál polaritású zónán belül két fordított szakaszt találtak, amelyet a *Keana* (3,01 Ma) és a *Mammuth* (3,15 Ma) alzónákkal vélnek azonosnak.

A xifengi vörösayag legalsó feltárt, 5 m-es, fordított polaritású szakaszát már a *Gilbert* zónához (3,4 Ma) sorolták, mégpedig a *Gauss*/*Gilbert* határ alatt található N és R polaritások egymásutáni sorrendje és a paleomágneses etalon összevetése alapján.

Az előbbi kordatálások ellenőrzésére és a köztes talaj- és löszrétegek korának kalkulálására több kiegészítő elemzést is végeztek, ezek között leghasznosabbnak tűnik a rétegsorok mágneses szuszceptibilitásának megmérése (119. ábra). Azt találták, hogy a rétegek mágneses szuszceptibilitását jelző logaritmikus görbe érzékenyen és eltérően fluktuál a talaj- és a löszrétegek között, sőt azokon belül is. A mágneses szuszceptibilitás (érzékenységi) csúcsok az agyagosabb talajokban jelentkeznek, melyek a pleisztocén melegnedves szakaszai alatt képződtek, míg a hideg klímát jelző löszrétegekben a mágneses érzékenység alacsony vagy közepes.

A löszfeltárások mágneses szuszceptibilitási görbéinek az összehasonlítása a mélytengeri fúrások (V28-238 és V28-239) hasonló vizsgálati értékeivel, ill. az oxigénizotópos sztratiográfiával (EMILIANI 1966. stádiumaival) hasznos és divatos szokássá



119. ábra. A xifengi löszszelvény szuszceptibilitás-görbéjének összehasonlítása a V28-23 mélytengeri üledék $\delta^{18}\text{O}$ -görbéjével (LIU X. és társai 1987)

Egyértelmű párhuzamosítás nem végezhető el, mert a löszszelvény nem teljes és az L₉ és L₁₅ homokos löszrétegek között több normális polaritású esemény mutatható ki, amelyek közül nem mindegyik azonosítható a Jaramillo eseménnyel. A Felső Lishi lösz (S₁–S₅) talajokban a szuszceptibilitás viszonylag nagy amplitudót mutat, ugyanakkor az S₆ és S₁₄ paleotalajok mérsékeltek, a Wucheng-sorozatban pedig feltűnően kicsit mutatnak. A V28–23 fúrásmag izotópsztratiográfiai görbéje a 29 stádium alatt hasonlóan kis amplitúdókkal változik. Ez arra enged következtetni, hogy főleg a Wucheng-sorozat lösz- és paleotalaj képződése alatt a száraz és a nedvesebb klímaviszonyok ciklikus váltakozása kevésbé kifejezett volt. 1 = lösz és löszszerű rétegek; 2 = paleotalajok; 3 = homokos lösz; 4 = vörösföld

vált az újabb keletű lözszstratigráfiában. Az összehasonlított görbék csúcsai feltűnő azonosságot mutatnak.¹

Az összehasonlítás alapján úgy találták, hogy a Luochuan és Xifeng környékén megvizsgált kínai lözszszelvényekkel igazolni lehet a szárazföldi-szubaerikus üledékso-rozatban is a pleisztocén valamennyi glaciális és interglaciális szakaszát (LIU X. és társai 1987, LIU —YUAN 1987).

A szedimentációs rátát a kínai lözszökben 7,5 cm/1000 évben határozták meg, amelyet lényegében azonosnak minősítettek az egész szelvényben. Az idősebb lözszökben a szedimentáció sebessége ugyan a relatíve kisebb rétegvastagságok miatt kevesebbnek tűnik, de ezt a lözsrétegek nagyobb kompaktációjával és a mésznek konkréciókba való koncentráldásával magyarázzák.

A luochuani és a xifengi szelvények minden egyes lösz (glaciális) és őstalaj (interglaciális) abszolút korát, ill. képződésüknek időtartamát többen is meghatározták, mégpedig egyszerű lineáris interpolálással (119. ábra). Ehhez kikalkulálták a lözsrétegek lerakódási sebességét, elkészítették a mágneses szuszceptibilitási görbét, továbbá meg-határozták a főbb mágneses polaritás változások adatait (lásd fentebb és az ábrákon).

Az ilyen kalkulációk alapján a Kínai-löszfennsíkon a lösz-paleosol kordatálás eredményeit a mellékelt 34. táblázat és a 119. ábra tünteti fel, összevetve az újabb mélytengeri fúrások izotóp stádiumaival.

34. táblázat. A Kínai-löszfennsík paleotalajainak összefüggése a szuszceptibilitás stádiumaival és a BER-GER A. (1978) féle klímakalendáriumban meghatározott paleotalajok korával (HELLER F. és társai 1987)

| Paleotalajok | Szuszceptibili-tás stádiumai | A paleotalaj képződés | |
|----------------|------------------------------|-----------------------|------|
| | | kezdet | vége |
| | | (ka) | (ka) |
| S ₁ | 5 | 152 | 107 |
| S ₂ | 7 | 297 | 240 |
| S ₃ | 9 | 345 | 332 |
| S ₄ | 11 | 426 | 373 |
| S ₅ | 15 | 560 | 496 |
| S ₆ | 17 | 684 | 634 |
| S ₇ | 19 | 715 | 702 |
| S ₈ | 21 | 760 | 737 |

Az S₁ paleotalaj fölött újabban több eltemetett talajt mutatnak ki (lásd 31. táblázat 13. oszlop).

¹Az EMILIANI-féle (1966) izotópstádiumok (1–23) hideg-meleg klímaszakaszaiban a *Brunhes/Matuyama* határt (0,73 Ma) SHACKLETON–OPDYKE (1976) a 19. meleg stádiumban (V28–238 fúrásban), ill. a V28–239 mélytengeri fúrásban a 20. hideg stádiumban rögzítették. Ez időn belül nyolc teljes glaciális és interstadiális hőmérsékletváltozást jeleznek. De EMILIANI a 1–23 oxigénizotópos stádiumainak időtartamát más módszerrel (Pa²³¹/Th²³⁰) és eljárással 425 ezer évre datálta.

9.3.1. A KÍNAI LÖSZSOROZAT KRONOLÓGIAI ÉRTÉKELÉSEINEK NÉHÁNY PROBLÉMÁJA

1. A Kínai-löszfennsík kronosztratigráfiai tagolására legtöbbször citált luochuani és xifengi löszszelvényekben az ún. Malan lösz (L₁) az első fosszilis talajig (S₁) jelölik meg, altagolás nélkül. Az első (S₁) fosszilis talajt ezekben a szelvényekben az utolsó interglaciális képviselőjének tartják (LIU T. 1985, KUKLA G. J. 1987). E tanulmányokat és helyszíni tapasztalataimat összevetve ellentmondásosnak találtam (PÉCSI M. 1987a) azt, hogy a Kínai-löszfennsíkon az utolsó glaciális (Malan) lösz tagolatlanabb lenne, mint a közép-európai fiatal löszök (lásd 8. fejezet).

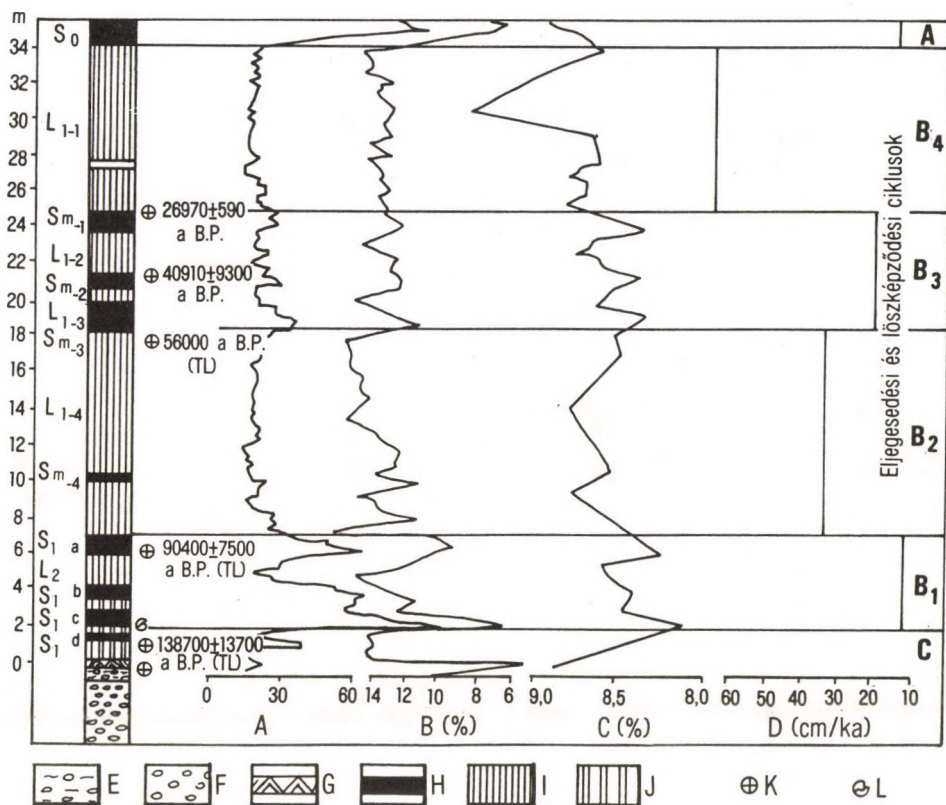
Ennek az ellentmondásnak a feloldását látszik megadni a Beijuan löszszelvény a Daxia folyó II. teraszán, Lancsou közelében (LI J. és társai 1989), ahol a Malan lösz megőrizte az utolsó eljegesedés teljes lösz- és paleotalaj sorozatát.

A Beijuan löszszelvényben a Malan löszsorozat kb. 28 m, amelyet öt fosszilis talaj oszt meg, melyek együtt képviselik az utolsó glaciális ciklust (120. ábra). A vizsgálatok (mágneses szuszceptibilitás, CaCO₃, SiO₂/Al₂O₃ tartalom, továbbá TL és radiokarbon kormeghatározások) szerint ez a löszszelvény teljes és hiánytalanul mutatja mindazokat a felsőpleisztocén éghajlati változásokat, amelyeket a Voszok állomáson az antarktiszi jég fúrásainak izotóphőmérsékleti görbéjén, ill. a mélytengeri üledékek izotópgörbéjén alapvetően észlelni lehet (LI és társai 1989).

Ha a beijuani szelvény kronosztratigráfiai értékelése megbízható mérési adatokon nyugszik, akkor a luochuani ill. a xifengi típusszelvények is kronológiailag újra értékelendők.

Litosztratigráfiailag feltételezhetőnek tartom, hogy a Luochuan szelvényben nem az S₁ őstalaj képviseli az utolsó interglaciális (118. ábra). Az L₂, L₃ löszök az L₁ löszköteggel – itt csak ezt sorolják a Malan löszhöz – teljesen azonos habitusúak, az L₄ ill. L₅ löszkötegek és az ezeknél idősebbek már más karakterűek, sötétebbek, enyhén rózsaszínűek, észrevehetően tömöttebbek. Lehet, hogy a Lishi sorozat csak az L₄ számolású löszréteg alatt zárandó le. Ez esetben a felső Lishi lösz részben (L₂, L₃, S₂, S₃) az utolsó eljegesedéshez kapcsolódna. E korrelációs problémát a közép-ázsiai, közép-európai és kelet-európai utolsó glaciális kori löszszelvényekkel való összehasonlítás miatt is fenn kell tartanunk, ill. a választ meg kell keresni.

2. Úgy tűnik, hogy mind a mélytengeri üledékek O^{16/18} izotóparány változásának, mindpedig a szárazföldi szubaerikus szelvények szuszceptibilitás változásának görbéje hasonlóan kialakult maximum és minimum értékek egymásutánját mutatja. A két görbe hasonló lefutása a hőmérsékleti változások hasonló szukcessziójának feltételezésére nyújt lehetőséget. Az mindenesetre további megfontolásokra és magyarázatokra serkent, hogy a mélytengeri, ill. az 1000 m-nél magasabb Kínai-löszfennsíkon – a teljesen eltérő és nagyon különböző szedimentációs ráta eredményeként – képződött rétegsorok kortani elemzési adatai ennyire megegyezőnek tűnnek az összehasonlítások értékelőinek. Felmerül a kétség, hogy az ilyen korrelációs kalkulálás milyen mértékű manipulálást vagy véletlen egyezést rejt magában?



120. ábra. A beijuani lösz-őstalajsorozat kémiai és fizikai paramétereit (LI J.—CHEN F.—KANG J. 1989)

A = mágneses szuszceptibilitás; B = CaCO_3 tartalom; C = $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ aránya; D = szedimentációs ráta; E = cementált kavics; F = kavics; G = gley; H = őstalaj; I = Malan lösz; J = Lishi lösz; K = kor; L = fosszilis molluszkák (*Pupilla* sp.)

Az értékelők ugyanis megjegyzik (LIU X. és társai 1987), hogy a szuszceptibilitás és az oxigénizotóp stádiumok időben gyakran késnek vagy előre sietnek egymással szemben. A B/M határ és SHACKLETON–OPDYKE (1976) mágneses polaritás mérései szerint a mélytengeri fúrásokban egyszer a 19. oxigénizotóp stádiumba, máskor a 20.-ba, tehát egyszer hideg, máskor meleg szakaszba esik. Ezekkel szemben a xifengi profilban a B/M határt a 21., tehát eggyel korábbi hideg stádiumban mérték. Az ilyen és más részlet-ellentmondásokat a kutatási jóakarát magyarázza, vagy a nehézségeket egyelőre elhanyagolja a munkahipotézis használhatósága kedvéért.

A Kínai-löszfennsík Ny-i részén a lösz-őstalaj sorozat kezdetét a paleomágneses mérések alapján csupán 1,2 millió évesnek találják (BURBANK D.W.—LI J. 1985), míg a löszfennsík központi részén a Wucheng formáció legalsó részét 2,4 Ma-nak minősítik WANG Y. és társai (1980).

3. Vitatható kérdés az is, hogy a szubaerikus Wucheng formáció, amelyet a kínai kutatók általában az alsópleisztocénbe sorolnak, egyáltalán a szoros értelemben vett löszformációhoz tartozik-e?

Helyszíni tapasztalataim szerint, a megfigyelhető feltárásokban, de ugyancsak több kínai szerző szelvényleírásában is, a Wucheng sorozat mint vöröses barnás színű vályog, agyagos vályog és fosszilis talajok egymásra települt összelete szerepel. Természetesen tartalmaz homokliszt frakciót is, mint a legtöbb fosszilis talaj a löszben, de a Wucheng sorozat habitusa alapján nagyon kérdéses, hogy lösznek, vagy akár elváltozott lösznek is nevezhető-e? Úgy tűnik, a löszképződés ökológiai feltételei a Wucheng sorozat képződése idején még nem voltak meg (PÉCSI M. 1986b, 1987b). Ez a kritikai megjegyzés csupán nevezéktani kérdés és arra vonatkozik, hogy a Wucheng sorozatot ill. a Lishi sorozat alsó részét, amely ugyancsak jórészt eltemetett talajok szoros egymáratelepüléséből áll, kronológiailag és paleoökológiailag a löszformálódás időszakához sorolhatjuk-e? Többé-kevésbé hasonló kérdéssel találkoztunk szovjet Közép-Ázsia (Üzbegisztán és Tadzsikisztán) löszvidékein is, továbbá a Középső-Duna-medencebeli löszösszlet alatt és a vöröstalajok sorozata között települő rétegek értelmezése esetében is. Ez utóbbi formációt az említett löszvidékeken a szubtrópusi eredetű vörösayagok, talajok és a valódi löszképződmények között egy átmeneti paleoökológiai viszonyok között kialakult – többnyire nem löszszerű – tarka agyag, vályog formációnak tarthatjuk.

4. A Kínai-löszfennsík fentebbi típusfeltárásaiban a feltételezett hiánytalan rétegsoroknak az ellenőrzése ugyancsak fontos és lényeges kérdés. A szárazföldi üledékképződés jellegével foglalkozó specialistának ugyanis elképzelni nehéz, hogy több mint 1000 m-rel a tenger szintje fölé – lassan, vagy szakaszosan – kiemelkedő fennsíkon kb. 2,5 millió év alatt lényeges réteghiány ne forduljon elő, akárcsak néhány szintben is. Tökéletes üledéksapda folyóvízhálózattal rendelkező – lassan, vagy szakaszosan süllyedő – medencében sem képzelhető el, sőt ismeretes, hogy a mélytengeri üledéksorban is gyakori az üledékhézag. Ha ezeket figyelembe vesszük, akkor nem kis mértékben leegyszerűsítésnek kell vennünk azt az eljárást, miszerint a Kínai-löszfennsík 2,4 millió éves, 130–200 m vastag rétegsora kvázi-komplett és a szuszceptibilitási szignál csúcsai hiánytalanul összevethetők a mélytengeri üledékek $O^{16/18}$ izotóparány értékeinek szoros egymásutánjával.

A paleomágneses polaritásváltozások kronológiai értelmezése – különösen a mélyebb szintekben – ma még csupán egy valószínű alternatívát képviselhet, nem befejezett tényeket.

5. Mindezek mellett ki kell hangsúlyozni, hogy a mélytengeri fúrások izotópsztratigráfiájának – hosszú földtörténeti múltra visszatükröző – felhasználása a löszsorozat kronosztratigráfiai tagolására hasznos orientálódást nyújt. Ezekre az összehasonlításokra elsőnek KUKLA G. J. (1970) hívta fel a figyelmet, majd több ízben is utalt a korreláció nehézségeire (1987). Úgy véljük, hogy a pleisztocén klímaváltozások nem egyszerűen csak hideg-meleg (glaciális, interglaciális) szakaszok egymásra következéséből tevődtek össze, amelyek következtében lösz- ill. talaj képződött, hanem átmeneti

klímaszakaszok is voltak, amelyeket 1 millió évre visszamenően BACSÁK GY. (1942), MILANKOVITSCH (1930, 1941) és PILGRIM (1904) adatai alapján számítottak ki.

A Kínai-löszfennsík típusfeltárásáról eddig megjelent rétegtani feldolgozások alapján, továbbá a löszfennsíkon három ízben, a kínai és más külföldi löszspecialistákkal tett tanulmányutam tapasztalatai alapján nekem is az a meggyőződés, hogy a rétegtanilag legöregebb szelvények Kínában vizsgálhatók. Továbbá a negyedidőszak éghajlati változásainak általában legghiánytalanabb visszatükröződését a Kínai-löszfennsík szelvényeinek tüzetes elemzésétől és azok összehasonlítása után várhatjuk.

10. MAGYARORSZÁG LÖSZEI

Magyarországon a löszkutatásnak több mint egy évszázados hagyománya van. LŐCZY L. (1886-ban) kínai útjának tapasztalatai alapján több ízben is részletesen írt a löszök eredetéről, sajátos tulajdonságairól, formáiról és nem utolsósorban a löszterületek hasznosításáról. A magyar löszkutatás történetének részleteiről az 1960-as évek közepéig egy korábbi tanulmányunkban, a Petersmann Georg. Mitteilungenben adtunk hírt (PÉCSI M. 1966a).

A löszök újabb keletű mérnökgeológiai, környezetgeomorfológiai, ill. építésföldtani célú kutatása és térképezése történetéről, irodalmáról összefoglalóan adtunk tájékoztatást (PÉCSI M. 1986a). E kutatások általában állami tervező vállalatok megbízásából és anyagi támogatásával készültek. A hagyományos talajmechanikai elemzések adatait felhasználtuk a lösz állékonyságának, ill. pusztulásának előrejelzésén kívül a lösz ásványi anyagának jellemzéséhez, továbbá a lösz rétegtani tagolásához is (ANDAI P. 1970, EGRI GY. 1972, FODOR T. és társai 1981, PÉCSI M. –SCHEUER GY. 1979, PÉCSI és társai 1979b, HAHN és társai 1985). A hagyományos geomorfológiai térképezésből kifejtésre került egy speciális mérnökgeomorfológiai térképezés, amely a löszvidékeken előforduló omlásos, rogyásos, csuszamlásos formák, ill. folyamatok által veszélyeztetett felszínnek jellemzésére, tipizálására vált alkalmassá (ÁDÁM L. –PÉCSI M. 1985).

10.1. A FŐBB LÖSZVÁLTOZATOK REGIONÁLIS ELOSZLÁSA

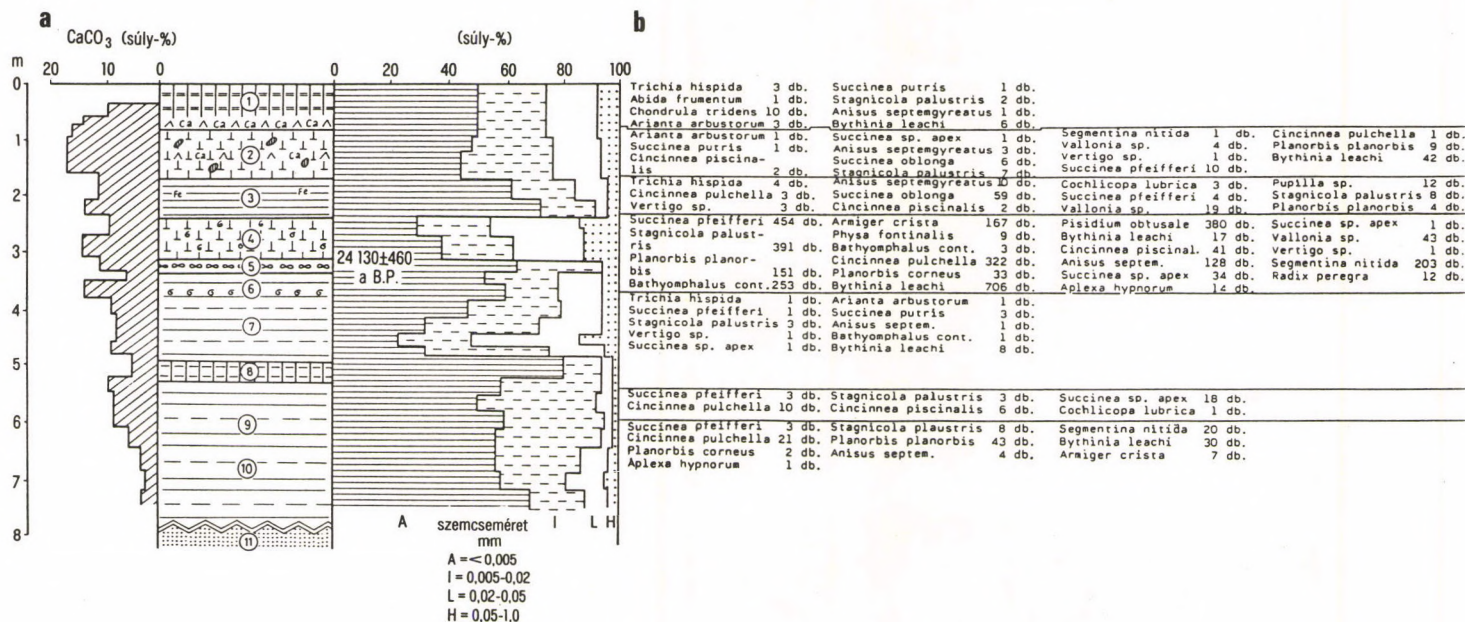
Magyarországon a Kárpát-medencebeli helyzet következtében a löszöknek és löszszerű üledékeknek számos változata – fáciése – fordul elő.

10.1.1. LÖSZSZERŰ KÉPZŐDMÉNYEK AZ ALFÖLDI FOLYÓK ALACSONY HORDALÉKKÚPJÁN

Legnagyobb kiterjedésű az ún. *infúziós lösz*, amely főként a Tiszai-síkságot, a völgy nélküli folyók széles ártereit, nagyjából az ártereknél csupán néhány m-rel magasabb hordalékkúp-felszíneket borítja be néhány m vastagságban (80. ábra).

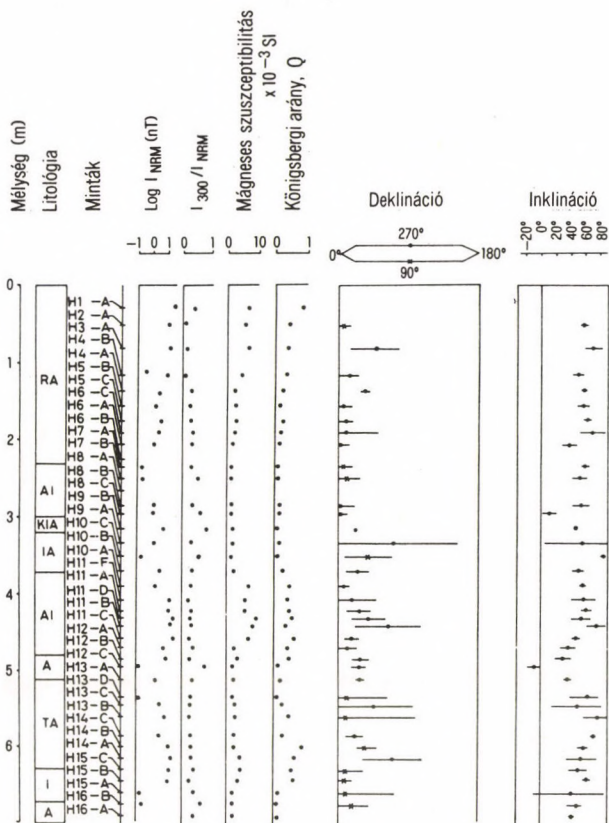
A felszínt réti csernozjom talajok, különböző réti talajok, alluviális és szikes talajok borítják. A sztyep-, ill. réti típusú talajok alatt az 1–2 m „sárga föld” löszszerű tulajdonságokat mutat. Bizonyos helyeken ez csak 0,5 m vastag, míg más helyeken elérheti a 3 m-es vastagságot is.

Az elmúlt száz évben az infúziós lösz származástani értelmezése gyakori viták tárgya volt a hazai szakemberek körében. Az Alföld számos löszszelvényének, köztük a hódmezővásárhelyi téglagyári feltárásoknak részletes vizsgálata alapján arra a következtetésre jutottunk, hogy az infúziós lösz (SÜMEGHY J. 1944) ásványi anyaga eredetileg ártéri lösziszap. Ez az ártéri üledék a réti talaj, ill. réti csernozjom talaj kialakulásának a folyamatában 1–2 m mélységig löszös szerkezetet vett fel (121., 122. ábra).



121. ábra. Alföldi lösz (infúziós lösz) Hódmezővásárhelyről; a) rétegtan (PÉCSI M. és SZEBÉNYI E.); b) biosztratigráfia (WAGNER M.)

1 = sötét, kompakt, humuszban nagyon gazdag réti talaj, növényi maradványokkal, Fe-aggregátumokkal és csigaház maradványokkal, CaCO_3 felhalmozódással és kisebb CaCO_3 konkreciókkal az alján; 2 = sárga, barnássárga vályog (infúziós lösz), CaCO_3 feldúsulással, kis konkreciókkal a réteg alsó részében; 3 = világos és sötét okkerbarna gleyesedett agyag, csigaház maradványokkal, karbonát feldúsulás, Fe és Mn göbcecsek; 4 = tarka homokos vályog, az aljaton intenzív Fe kiválások, nagyon sok csigaház-maradvánnyal; 5 = mészkonkreációs szint a gleyesedett vályogban; 6 = szürke, rétegzett iszapos agyag, 3,5 m mélységben Mn kiválások szinttel, fölötté számos lápi csigaház (túlnyomóan *Stagnicola palustris*), melyek kora $24\,130 \pm 360$ (Helsinki laboratórium, He.-1203); 7 = ritmikusan váltakozó néhány cm vastag sziltes agyag- és finomhomok rétegek, közel vízszintes településben; 8 = szürke, kompakt, gleyes agyag csigákkal; embrionális ártéri talaj; 9 = tarka gleyes agyag Fe és CaCO_3 feldúsulással, Fe és Mn göbcecsek, csigaház-részekkel; 10 = rétegzett tarka agyag csillámmal, Fe feldúsulással, Mn göbcecseket tartalmazó szilt; 11 = szürkessárga, közepes szemcsenagyságú, csillámtartalmú folyóvízi homok



122. ábra. Hódmezővásárhely téglagyári löszszelvényének paleomágneses elemzése (MÁRTON P.)

RA = réti talaj; AI = agyagos iszap; KIA = iszapos agyag karbonát konkréciókkal; IA = iszapos agyag; TA = tarka agyag; I = iszap (aleurit); A = agyag; további magyarázatot lásd a szövegben

Az infúziós lösz szemcséinek összetétele igen különböző, hol a homokosabb, hol pedig az agyagosabb frakció kerül túlsúlyba a homokliszt frakció mellett (123. ábra). Mész tartalma jelentős (10–20 %). A szelvényekben rendszeresen találni eltemetett ártéri talajokat, melyek agyagos vályogtalajok, mésztartalmuk alacsony (5–10 %).

Néhány alföldi téglagyár szelvényéből molluszkákat gyűjtöttünk a 2–4 m mélységű rétegekből. A Helsinki Egyetem Radiokarbon Laboratóriuma vizsgálati eredményei szerint az infúziós löszök képződése 18 000–24 000 évvel ezelőtt folyt le:

Hel – 1203 Hódmezővásárhely: $24\,130 \pm 360$ év B.P., C^{13} – 8,0 %

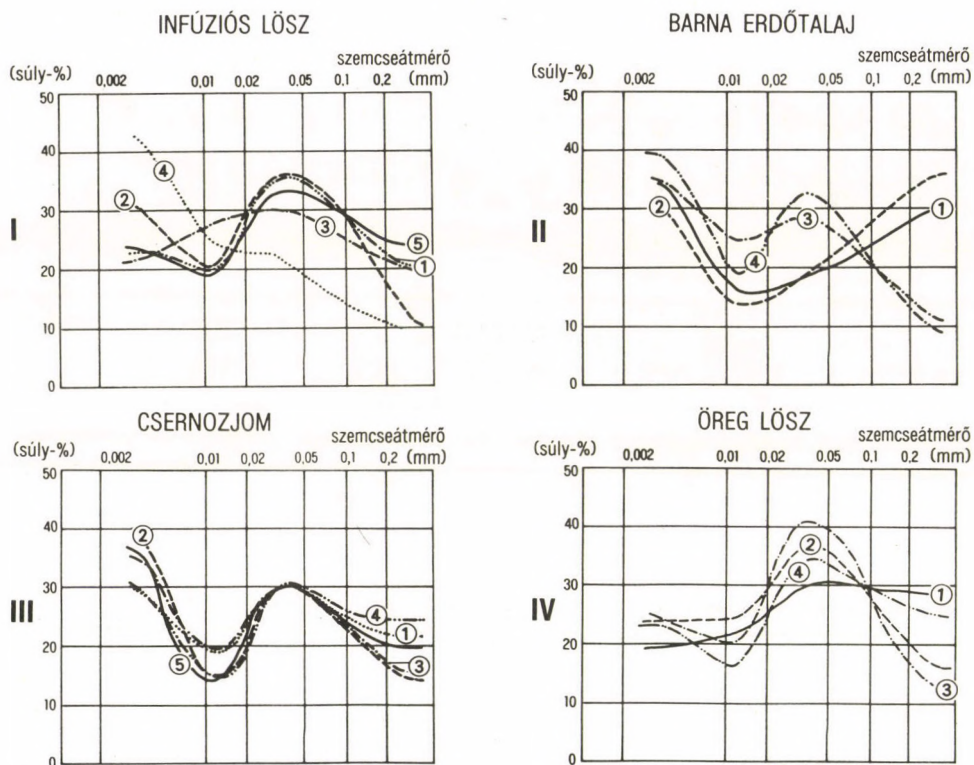
Hel – 1204 Törökszentmiklós: $20\,100 \pm 330$ év B.P., C^{13} – 9,5 %

Hel – 1205 Mohács: 21 520 ± 350 év B.P., C¹³ – 8,5 %

Hel – 1206 Tiszaöldvár: 17 100 ± 240 év B.P., C¹³ – 6,3 %

Az üledéklerakódás sebessége mintegy 4–5 ezer év/1 m volt. Ez utóbbi adatok, továbbá a korábban gyűjtött csiga- és gerincesfauna leletek alapján a Kárpát-medencebeli *infúziós lösz* az utolsó eljegesedés (a *Würm*) leghidegebb és legszárazabb szakasza előtt képződött. Ennek közvetlen fekéjében többnyire regionálisan folyóvízi homok, vagy homokos „*infúziós lösz*” telepszik több m vastagságban.

MÁRTON P.-rel (1979) újabb és részletesebb (15–20 cm-enkénti mintavétel)



123. ábra. Magyarország egyes löszváltozatainak és paleotalajainak szemcseösszetétele (elemzések: BALOGHNÉ DI GLÉRIA M.)

I = infúziós lösz: 1 = Martfű, 2,50–3,50 m; 2 = Kunszentmárton, 2,55–3,05 m; 3 = Mártély, 1,65–2,85 m; 4 = Hódmezővásárhely, 1,60–2,10 m; 5 = Törökszentmiklós, 2,70–3,00 m. II = csernozjom: 1 = Mende MF₁ (1968), 9,90–10,15 m; 2 = Mende MF₂ (1968), 10,90–11,25 m; 3 = Basaharc BA, 18,15–18,50 m; 4 = Basaharc BD₁, 13,40–13,60 m; 5 = Basaharc BD₂, 15,25–15,55 m. III = barna erdőtalaj: 1 = Mende MB (1976), 28,10–28,25 m; 2 = Mende MB, 28,40–28,55 m; 3 = Paks PD₁, 39,65–39,65 m; 4 = Paks, 43,35–43,55 m. IV = öreg lösz: 1 = Paks (1977), északi feltárás, 29,95–30,25 m; 2 = Dunakömlőd (1978), 38,00–38,50 m; 3 = Dunaföldvár, Kálvária-hegyi 1/3 fúrás, 46,70–47,00 m; 4 = Dunaújváros (1977), 23,90–24,50 m

paleomágneses felmérést végeztünk a hódmezővásárhelyi téglagyár feltárásából (122. ábra). A 7 m-es szelvényben az egyértelműen normális deklinációk mellett kb. 3 m mélységben egy alacsony pozitív inklinációt, majd egyetlen, negatív inklinációt mutatott ki az elemzés 5 m-ben. Ezt a negatív inklinációt azonban mérsékelten csökkent pozitív inklinációs minták fogják közre. Ezért ezt az egy negatív inklinációt (5 m-ben) MÁRTON P. elszigeteltnek tartja. Vagyis nem tekintette valamely rövid polaritás változás (pl. a *Laschamp*) megbízható indikátoraként. Különben a *Laschamp* epizód korát elég különböző korintervallumokra adják meg 14 és 20 ezer évek között, sőt 40 ezer év körüli értéket is adtak már.

Az ún. *alföldi lösz* egy jellegzetes típusa fordul elő Debrecentől K-re a Hajdúhát-löszvidékén. Ez is tökéletes síkságot takar be, de 5–10 m-rel magasabb fekvésben, mint az *infúziós lösz*.

Az alapvető különbség az előzőekben tárgyalt 2–5 m vastag *infúziós löszökkel* szemben az, hogy a hajdúhát-i löszök helyenként az 50 m vastagságot is elérik és számos eltemetett talaj és homokréteg tagolja (124. ábra, 35., 36. táblázat).

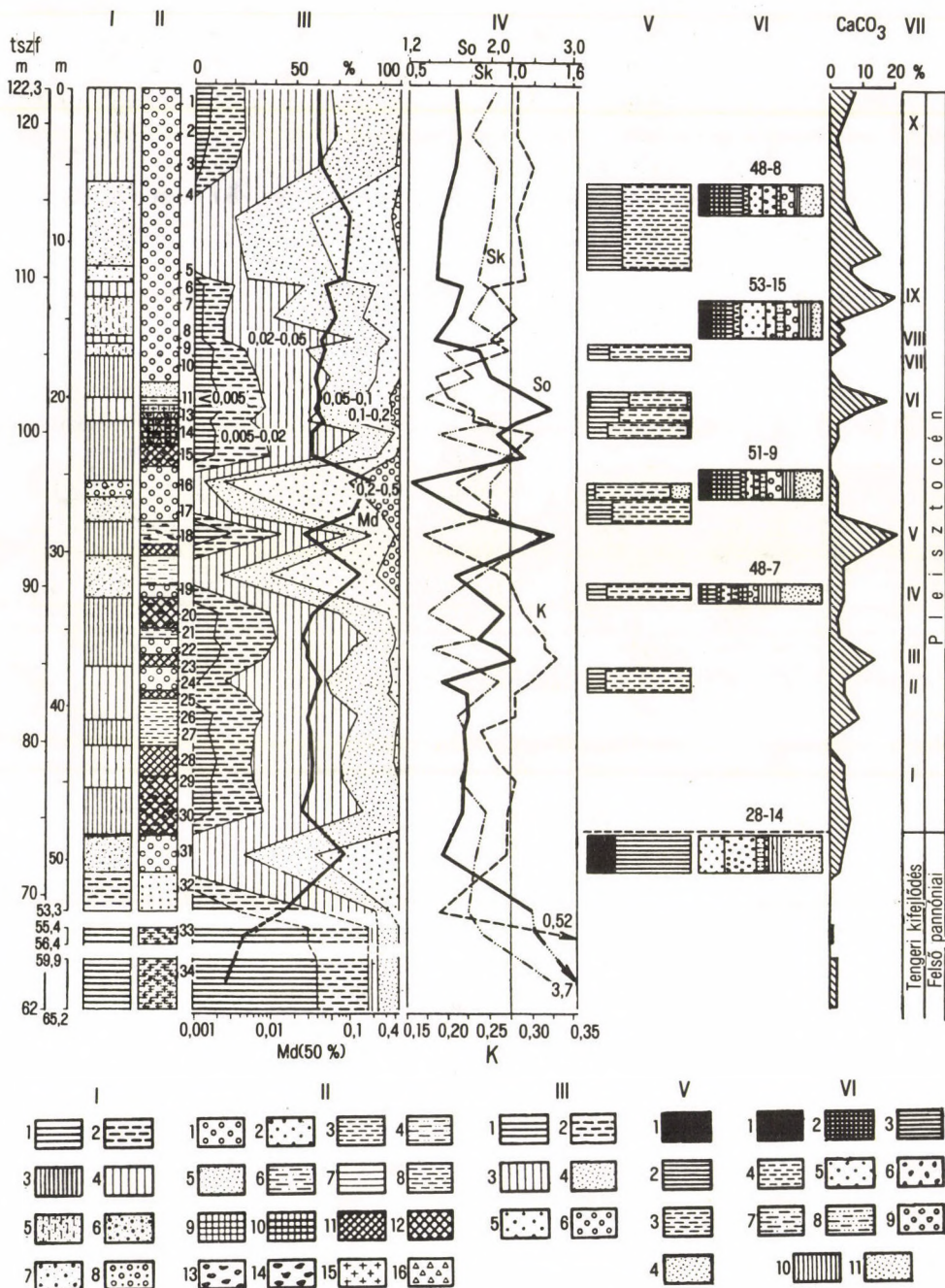
Az *alföldi löszök* jellemzője a nem túl magas homokliszt frakció (30–40 %). E löszrétegek granulometriai jellege, az eltemetett talajok száma aránylag kis területen belül is jelentős eltéréseket mutat. Az *alföldi löszök* (lényegében csak fúrásokból tanulmányozhatók) többnyire talajvízszint alatt helyezkednek el. A fakósárga szín alárendelt és a mélyebb szintekben jelenik meg, a löszös rétegek többé-kevésbé barnás elszíneződésűek és közepesen kilúgozódtak. Az eltemetett talajok között gyakori a mezősegi talaj, de erdőtalaj és a löszsorozat alsó részében vöröstalajok is vannak. A Hajdúhát és tőle nyugatra a Hajdúság vastag lösz–talaj–homok sorozata az Alföld süllyedése során került a mai erózióbázis szintje alá (MOLNÁR B. 1966, 1970).

10.1.2. DOMBSÁGOK ÉS HEGYLÁBFELSZÍNEK LÖSZEI

A völgyekkel sűrűn tagolt dombságokat és hegyláb felszíneket tekintélyes vastagságú lösztakaró borítja be. Az ártéri helyzetű *infúziós lösszel* szemben ezeket *száraztér-színi lösznek* is nevezték (KRIVÁN P. 1955, UNGÁR T. 1957). Mind szemcseösszetételre, mind származásra nézve számos változata ismeretes. A különböző változatok többnyire nemcsak térbelileg, hanem egy szelvényen belül is jól elkülönülnek. Löszök, löszszerű üledékek, rétegzett homokos löszök, homok és fosszilis talajok váltogatják egymást.

A Kárpát-medence peremi övezete felé haladva főként Ny-on (a Keleti-Alpok előterében) a barnás színű, mészből szegényebb löszszerű vályogos homok változatok – *barna löszök* – kerülnek uralomra (26. ábra).

A Dunántúli-dombság felszínén, főként a lejtőkön és a kisebb völgyekben jellegzetesek a lejtőkkel párhuzamosan rétegzett *völgyi löszök* – id. LÓCZY L. (1913) elnevezése –, amelyek változatait löszterképünkön *deráziós lösz* néven foglaltuk össze. Ezek jellegzetes kifejlődésében a deráziós völgyek lejtőin fordulnak elő, továbbá eltemetett deráziós völgyeket, sőt kisebb eróziós völgyeket töltenek ki. A feltárásokban a rétegek



124. ábra. A pleisztocén eolikus üledéksor Debrecen környékén a macsi fúrásban (MOLNÁR B. 1966)

többnyire a jelenlegi vagy az egykori domborzat alakját, lejtőssődését követik. Éppen ezért nehéz típusfeltárást kijelölni. A dombsági deráziós löszök 5–20 m vastag felső összlete az ún. *fiatal löszök* sorozatához tartozik (26., 125. ábra).

A hegyláb felszíneken előforduló löszfeltárások általában nem idősebbek az utolsó glaciálisnál, sőt helyenként 10–20 m vastag, egészen fiatal, homokos, közettörmelékes, rétegzett löszből épülnek fel (105., 126. ábra).

A Dunántúli-dombság domborzatát is olyan vastagon (5–20 m) fedi el a fiatal lösztakaró, hogy a foszlányokban megmaradt „*öreg*” lösztagozat csak kevés feltárásban és többnyire csak fúrásokban tanulmányozható (69. ábra).

10.1.3. HORDALÉKKÚPOK ÉS FOLYÓVÍZI TERASZOK JELLEGZETES LÖSZEI

Az Alföld nagy hordalékkúpjain homok- és homokos lösz-felszínek váltakoznak egymás mellett. Ahol a homokot csak néhány m homokos lösz borítja, ott általában a két réteg között fokozatos az átmenet (26. és 81. ábra). A fekvő homok többnyire futóhomok, de lehet folyóvízi is, amelyre vékony rétegben löszös homok, homokos lösz következik észrevehető vagy feltűnő határ nélkül (BORSY Z. és társai 1969).

Származási, közettani, rétegtani szempontból a legjelentősebb és legjellegzetesebb – főként típusos löszrétegeket magába záró – feltárások a folyók homokos hordalékkúpjain és teraszain fordulnak elő.

A Duna–Tisza köze D-i részén a magyar és jugoszláv határ környéki Bácskai-lösz-hát felszíne mintegy 20–30 m-rel magasabb helyzetben van az ártereknél. A felszín közeli

124. ábra.

I = Üledékek: 1 = finom kőzetlisztes agyag, 2 = agyagos finom kőzetliszt; 3 = finom kőzetlisztes lösz; 4 = finomhomokos lösz; 5 = lösztartalmú finomhomok; 6 = aprószemcsés finomhomok; 7 = finomszemű apróhomok; 8 = közepesszemű finomhomok. II = az üledékek színe és színváltozatai: 1 = sárga; 2 = szürkessárga; 3 = barnássárga; 4 = vörössárga; 5 = sárgászöld; 6 = világosszürke; 7 = zöld; 8 = sárgásbarna; 9 = barna; 10 = vörösbarna; 11 = barnászöld; 12 = sötétpiros; 13 = mészkiválások; 14 = mészkonkréciók; 15 = limonitfoltos; 16 = sárgafoltos; 1–34 = a szemcseösszetételi görbék és mintavételek száma. III = az üledék frakció szerinti megoszlása (súly-%): 1 = agyag < 0,005 mm; 2 = finom kőzetliszt 0,005–0,02 mm; 3 = lösz 0,02–0,05 mm; 4 = finomhomok 0,05–0,1; 5 = aprószemű homok 0,1–0,2 mm; 6 = középszemű homok 0,2–0,5 mm; Md = medián érték. IV = a szemcseelemzések statisztikai értékei: So = osztályozottság; Sk = aszimmetria fok (Skewness); K = csúcsosság (Kurtosis). V = Szemcse alak: 1 = éles, szilánkos; 2 = kissé lekerekített; 3 = kerekded; 4 = erősen kerekded. VI = ásványi összetétel: 1 = hipersztén; 2 = augit; 3 = bazaltos amfibol; 4 = közönséges amfibol; 5 = magnetit; 6 = limonit; 7 = biotit; 8 = klorit; 9 = gránát; 10 = maradvány ásványok összesen: 11 = mállott ásványok (a nehézásványok tartományán belül); 28–14 = első számcsoport: a földpátok százalékos aránya; második számcsoport: a mállott ásványok aránya az ásványok összességéhez. VII = pleisztocén löszképződési szakaszok: I–X. (Q). Az igen részletes és körültekintően pontos szelvényfeldolgozási adatokból a paleopedológiai tagoltságra főként a rétegek színmegjelölése és szemcseeloszlásuk, valamint a ciklusok száma alapján lehet következtetni. Egyértelműnek tűnik, hogy 40–50 m között a löszsorozat alján vörös talajok települnek egymásra

35. táblázat. Nagyhegyes 1 – számú fúrásszelvénye szemcseösszetétele (súly-%)
(Elemzések: BALOGHNÉ DI GLÉRIA M., GEREI L. és HAVAS J.)

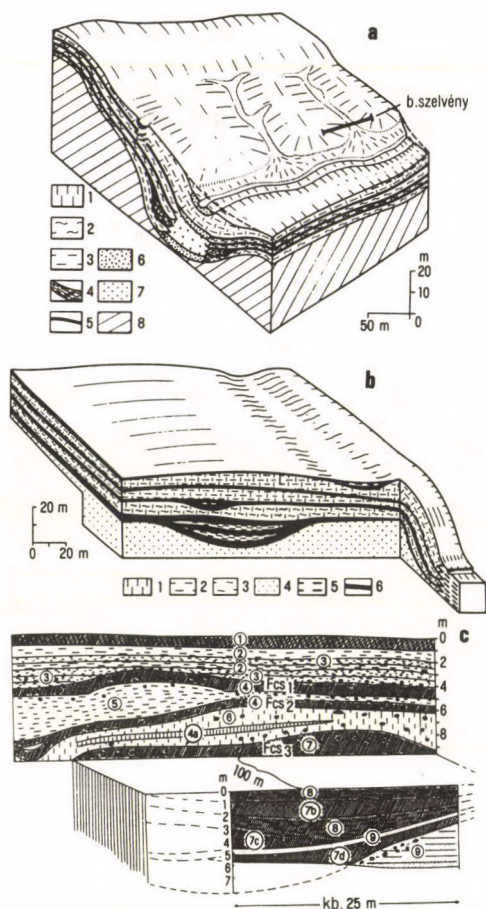
| Mélység (m) | Ca- CO ₃ | pH | Szemcseméret (mm) | | | | | | | | | | | Rétegleírás |
|---------------|------------------------|-----|-------------------|-----------------|----------------|----------------|----------------|---------------|--------------|--------------|--------|----------------|---------------|------------------------------------|
| | | | < 0,002 | 0,002 -0,005 | 0,005 -0,01 | 0,01 - 0,02 | 0,02 - 0,05 | 0,05 - 0,1 | 0,1 - 0,2 | 0,2 - 1,0 | > 0,01 | 0,01 - 0,05 | 0,05 - 1,0 | |
| 2,00 — 2,20 | 0,0 | 7,2 | 29,0 | 8,0 | 4,3 | 23,8 | 23,6 | 9,7 | 0,3 | 0,8 | 41,3 | 47,4 | 10,8 | Infúziós lösz |
| 4,00 — 4,30 | 0,0 | 7,1 | 34,8 | 7,1 | 3,9 | 13,8 | 24,4 | 10,5 | 3,8 | 0,9 | 45,8 | 38,2 | 15,2 | Sötétbarna fosszilis talaj* |
| 4,30 — 4,40 | 0,0 | 7,0 | 38,2 | 6,4 | 5,4 | 16,2 | 22,0 | 9,3 | 1,2 | 0,8 | 50,0 | 38,2 | 11,3 | Sárga, agyagos lösz |
| 4,50 — 4,80 | 0,0 | 7,0 | 30,2 | 5,4 | 7,4 | 18,7 | 25,5 | 8,4 | 3,5 | 0,7 | 43,0 | 44,2 | 12,6 | Sötétbarna fosszilis talaj* |
| 6,30 — 6,60 | 0,0 | 7,1 | 15,6 | 2,3 | 2,7 | 7,2 | 20,4 | 41,5 | 8,7 | 1,0 | 20,6 | 27,6 | 51,2 | Lösz jellegű homok |
| 13,50 — 13,80 | 0,0 | 7,2 | 20,8 | 3,8 | 5,0 | 7,8 | 25,1 | 24,9 | 10,1 | 1,3 | 29,6 | 32,9 | 36,3 | Világosbarna fosszilis talaj |
| 14,10 — 14,30 | 0,0 | 7,2 | 22,6 | 4,5 | 5,2 | 17,6 | 22,8 | 23,4 | 2,5 | 0,6 | 32,3 | 40,4 | 26,5 | Homokos lösz |
| 14,50 — 14,80 | 0,0 | 7,4 | 29,1 | 1,6 | 4,0 | 11,0 | 19,0 | 19,8 | 11,1 | 3,7 | 34,7 | 30,0 | 34,6 | Barna fosszilis csernozjom* |
| 15,70 — 16,00 | 0,0 | 7,4 | 36,7 | 6,9 | 3,6 | 14,9 | 24,5 | 11,0 | 1,3 | 0,4 | 47,2 | 39,4 | 12,7 | Barna fosszilis talaj |
| 17,50 — 17,70 | 0,4 | 7,9 | 36,1 | 6,3 | 5,1 | 19,1 | 23,0 | 8,5 | 1,3 | 0,5 | 47,5 | 42,1 | 10,3 | Fosszilis talaj |
| 19,40 — 19,60 | 1,7 | 8,4 | 12,7 | 2,4 | 2,3 | 4,3 | 10,7 | 24,7 | 33,3 | 9,0 | 17,4 | 15,0 | 67,0 | Homok |
| 21,70 — 21,80 | 0,0 | 8,5 | 30,0 | 5,1 | 4,0 | 11,4 | 20,1 | 14,5 | 9,2 | 3,8 | 39,1 | 31,5 | 27,5 | Közepesen barna fosszilis talaj* |
| 21,90 — 22,20 | 0,0 | 8,1 | 14,1 | 4,4 | 4,3 | 17,5 | 33,0 | 23,7 | 2,2 | 0,3 | 22,8 | 50,5 | 26,2 | Lösz |
| 25,10 — 25,30 | 1,7 | 8,8 | 8,7 | 4,1 | 5,1 | 5,5 | 18,5 | 35,4 | 17,9 | 4,0 | 17,9 | 24,0 | 57,3 | Sárgásszürke löszszerű homok* |
| 27,50 — 27,70 | 3,8 | 8,8 | 9,6 | 4,2 | 3,5 | 9,8 | 29,1 | 32,2 | 9,9 | 0,9 | 17,3 | 38,9 | 43,0 | Sárga löszszerű homok |
| 29,00 — 29,30 | 2,6 | 8,7 | 15,6 | 5,6 | 4,5 | 12,6 | 36,1 | 20,3 | 2,9 | 0,7 | 25,7 | 48,7 | 23,9 | Világossárga lösz |
| 30,10 — 30,30 | 0,0 | 8,2 | 11,3 | 4,3 | 2,6 | 6,3 | 11,6 | 35,1 | 27,9 | 0,7 | 18,2 | 46,7 | 63,7 | Homok |
| 31,60 — 31,80 | 6,4 | 8,6 | 21,6 | 8,6 | 6,6 | 13,6 | 26,8 | 18,1 | 3,4 | 0,3 | 36,8 | 40,4 | 21,8 | Agyagos lösz* |
| 32,30 — 32,50 | 1,7 | 8,7 | 4,4 | 1,6 | 1,2 | 2,6 | 4,2 | 18,3 | 66,6 | 1,0 | 7,2 | 3,8 | 85,9 | Homok |
| 35,20 — 35,40 | 5,1 | 8,6 | 18,5 | 7,0 | 6,3 | 17,9 | 35,0 | 13,7 | 0,7 | 0,0 | 31,8 | 52,9 | 14,4 | Szürke agyagos lösz* |
| 36,20 — 36,40 | 4,3 | 8,5 | 26,8 | 7,7 | 8,5 | 20,9 | 27,4 | 7,7 | 0,4 | 0,1 | 43,0 | 48,3 | 8,2 | Fosszilis láptalaj* |
| 39,00 — 39,20 | 0,0 | 8,7 | 46,2 | 7,7 | 6,1 | 11,3 | 22,3 | 4,4 | 0,4 | 1,3 | 60,0 | 33,6 | 6,1 | Fekete láptalaj* |
| 43,50 — 43,70 | 0,9 | 8,4 | 40,4 | 8,5 | 6,4 | 16,4 | 21,4 | 5,8 | 0,5 | 0,5 | 55,3 | 37,8 | 6,8 | Szürke-vörösbarna fosszilis talaj* |
| 44,60 — 44,80 | 0,0 | 8,1 | 42,6 | 9,1 | 6,7 | 16,1 | 18,5 | 5,5 | 0,5 | 0,1 | 58,4 | 34,6 | 6,1 | Vörösesbarna fosszilis talaj* |
| 46,70 — 46,80 | 3,8 | 8,8 | 34,6 | 8,7 | 4,1 | 16,0 | 28,1 | 7,9 | 0,3 | 0,2 | 47,4 | 44,1 | 8,4 | Szürke agyag |
| 53,60 — 53,80 | 0,0 | 8,6 | 50,0 | 4,1 | 6,2 | 12,3 | 16,7 | 5,7 | 1,4 | 3,6 | 60,3 | 29,0 | 10,7 | Vörösayagos fosszilis talaj* |

* = paleotalajok

36. táblázat. Nagyhegyes 1- számú fúrásszelvény ásványi összetétele
(Elemzések: REMÉNYI M. és GEREI L.)

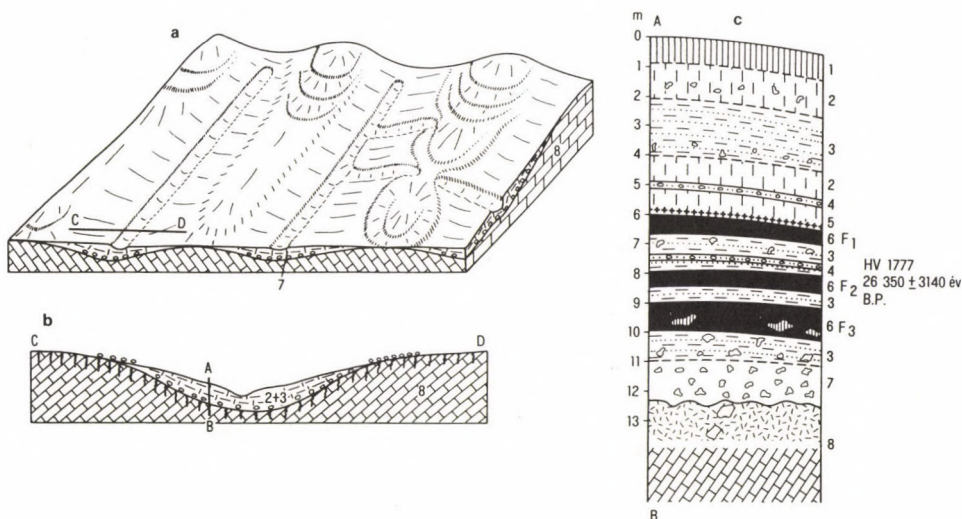
| Mélység (m) | Kvarc | Földpá- tok O Pl | Kalcit | Dolo- mit | Csillám + Hidrocsil- lám | Mont- morillo- nit | Klorit | Kaolinit | Közberé- tegzett ás- ványok | Fe +Al hidroxi- dok | Rétegleírás |
|---------------|-----------------------|------------------------|--------|--------------|--------------------------------|--------------------------|--------|----------|-----------------------------------|---------------------------|-----------------------------------|
| 2,00 — 2,20 | 23 | 7 7 | — | — | 34 | 11 | 9 | 4 | 3 | 2 | Infúziós lösz |
| 4,00 — 4,30 | 28 | 7 7 | — | — | 30 | 11 | 8 | 4 | 3 | 2 | Sötétbarna fosszilis talaj* |
| 4,30 — 4,40 | 30 | 11 | — | — | 31 | 11 | 9 | 3 | 3 | 2 | Sárga lösz |
| 4,50 — 4,80 | 22 | 16 | — | — | 25 | 10 | 14 | 3 | 8 | 2 | Sötétbarna fosszilis talaj* |
| 6,30 — 6,60 | 39 | 15 | — | — | 27 | 5 | 9 | 2 | — | 3 | Lössszerű homok |
| 13,50 — 13,80 | 34 | 4 | — | — | 29 | 8 | 17 | 2 | 4 | 2 | Világosbarna fosszilis talaj* |
| 14,10 — 14,30 | 40 | 10 | — | — | 27 | 8 | 4 | 4 | 5 | 2 | Homokos lösz |
| 14,50 — 14,80 | 35 | 16 | — | — | 20 | 12 | 6 | 3 | 4 | 2 | Barna fosszilis csernozjom* |
| 15,70 — 16,00 | 18 | 4 6 | — | — | 23 | 22 | 8 | 6 | 10 | 3 | Barna fosszilis talaj* |
| 17,50 — 17,70 | 28 | 16 | 2 | — | 20 | 12 | 5 | 5 | 10 | 2 | Fosszilis talaj* |
| 19,40 — 19,60 | 50,4 ^(chr) | 13 | — | — | 21 | 4 | 2 | 2 | 2 | 2 | Homok |
| 21,70 — 21,80 | 28 | 2 25 | — | — | 16 | 9 | 6 | 6 | 6 | 2 | Közepesen barna fosszilis talaj* |
| 21,90 — 22,20 | 33 | 15 10 | — | — | 26 | 4 | 5 | 3 | 2 | 2 | Löss |
| 25,10 — 25,30 | 52 | 7 | 2 | — | 28 | 4 | 3 | 2 | 2 | — | Sárgásszürke lösszerű homok |
| 27,50 — 27,70 | 42 | 20 | 3 | 3 | 20 | 4 | 3 | 2 | 3 | — | Sárga lösszerű homok |
| 29,00 — 29,30 | 32 | 15 | 2 | 2 | 30 | 6 | 6 | 5 | 2 | — | Világossárga lösz |
| 30,10 — 30,30 | 49 | 18 | — | — | 21 | 3 | 5 | 4 | — | — | Homok |
| 31,60 — 31,80 | 31 | 13 | 8 | 3 | 18 | 8 | 9 | 4 | 2 | 4 | Agyagos lösz* |
| 32,30 — 32,50 | 68 | 13 | — | 3 | 8 | 2 | 2 | 2 | — | 3 | Homok |
| 35,20 — 35,40 | 37 | 8 | 4 | 3 | 24 | 7 | 10 | 4 | — | 3 | Szürke agyagos lösz* |
| 36,20 — 36,40 | 35 | 3 5 | 3 | 2 | 23 | 10 | 8 | 5 | 4 | 2 | Fosszilis láptalaj* |
| 39,00 — 39,20 | 22 | 12 10 | — | — | 18 | 14 | 10 | 6 | 6 | 2 | Fekete láptalaj* |
| 43,50 — 43,70 | 20 | 12 5 | — | — | 19 | 16 | 12 | 8 | 4 | 4 | Szürke-vörösbarna fosszilis talaj |
| 44,60 — 44,80 | 20 | 9 | — | — | 22 | 16 | 15 | 9 | 6 | 3 | Vörösbarna fosszilis talaj* |
| 46,70 — 46,80 | 25 | 12 2 | 6 | — | 20 | 16 | 8 | 4 | 5 | 3 | Szürke agyag |
| 53,60 — 53,80 | 18 | 4 4 | — | — | 26 | 17 | 14 | 10 | 5 | 2 | Vörös, agyagos fosszilis talaj* |

(chr) = kristobalit; * = paleotalajok



125. ábra. Dombsági derázios lösz; kaposvári löszfeltárás (PÉCSI M. 1982)

a = derázios lösz geomorfológiai helyzete: 1 = rétegtelen lejtőlösz; 2 = ritmikusan rétegzett lejtőlösz; 3 = rétegzett lösz; 4 = áthalmazott talaj és löszanyag, ún. rétegzett szemipedit; 5 = fosszilis talajok, többnyire sötétszínű sztyeptalajok; 6 = finomhomok; 7 = közepesen durva homok; 8 = helyenként többnyire pannóniai homokos-agyagos formáció. b = egy derázios völgy rétegzett lejtőlösz: 1 = lejtőlösz; 2 és 3 = rétegzett lejtőlösz közbetelepült homokos lösszel; 4 = homok (folyóvízi); 5 = aleuritos agyag a völgytalpon; 6 = fosszilis talajok, részben szemipedit. c = völgyi löszszelvény (kaposvári téglagyár): 1 = agyagbemosódásos barna erdőtalaj; 2 = gyengén rétegzett lejtőlösz; 3 = rétegzett lejtőlösz, helyenként krotovinákkal; 4 = fosszilis, csernozjom jellegű talajok számos krotovinával; 4a = humuszos lösz; 5 = rétegzett, homokos lejtőlösz; 6 = fakósárga, típusos lösz (nem rétegzett); 7 = jól fejlett, sötétszínű sztyeptalaj, sok krotovinával; 7a, 7b és 7c = autochton csernozjom jellegű talajok; 8 = talajüledék, lösz-és csernozjompedolit; 9 = rétegzett futóhomok, *Coelodonta antiquitatis* maradványokkal, feltehetően a Riss-Würmből és korai Würmből. Egy hasonló fekvésű löszfeltárásból — Sulimán határában — a 6. számmal jelzett löszrétegből számos *Microtus gregalis* fog- és csonttöredék került elő (PÉCSI M. 1964)



126. ábra. Fiatal derázis lösz, „völgyi” vagy „derázis lösz típus” (Veszprémi-fennsík, PÉCSI M. 1982)

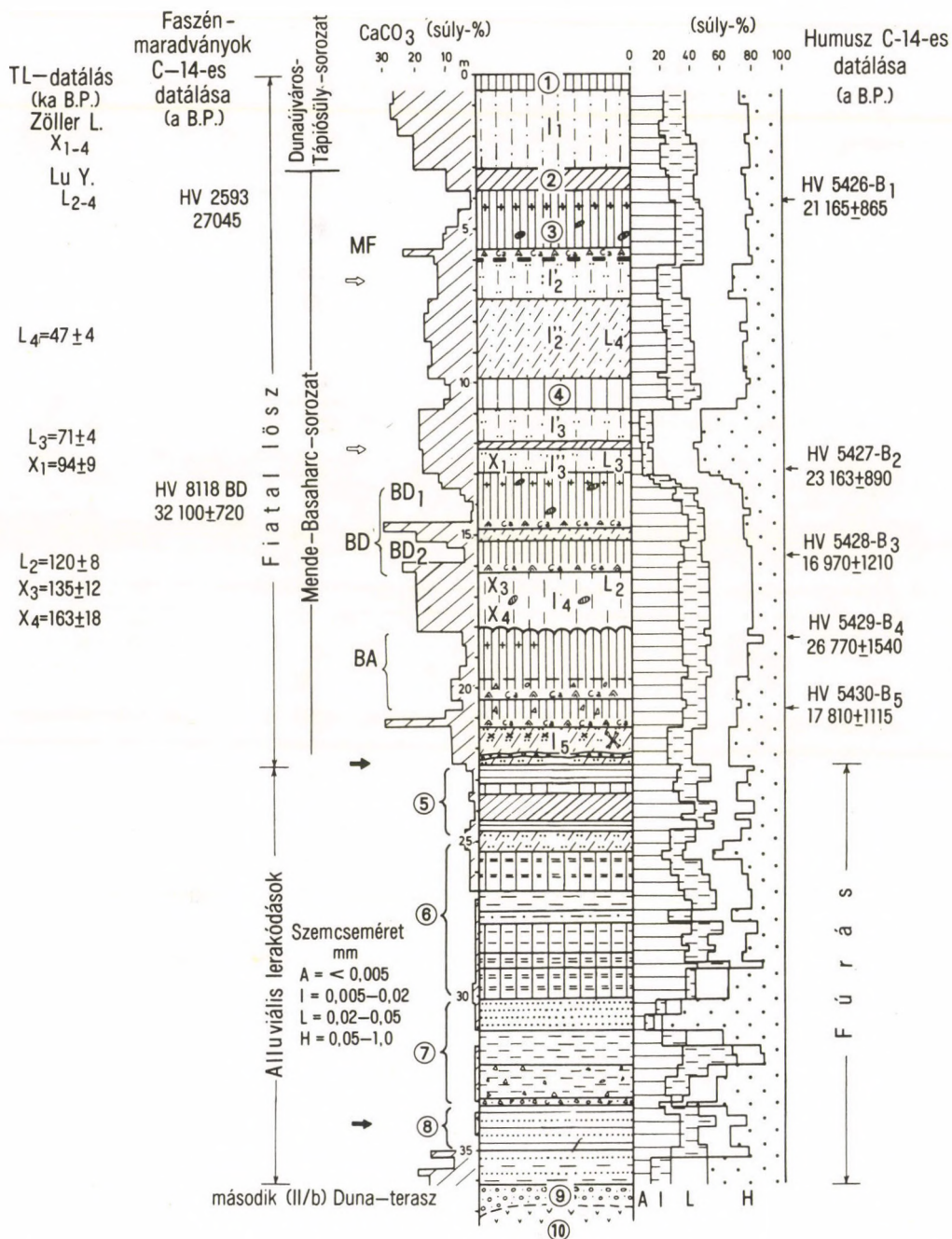
a = krioplanációs hegyláb felszín dolomiton, derázis völgyekkel tagolva; b = lejtőlösz és dolomittörmelék által feltöltött derázis völgy (delle) keresztmetszete; c = derázis völgy litológiai szelvénye: 1 = csernozjom; 2 = lejtőlösz dolomittörmelékkel; 3 = ritmikusan rétegzett, homokos lejtőlösz; 4 = alig látható réteghiány, amit dolomittörmelék és homok jelez; 5 = lejtőlösz számos faszénmaradvánnyal: *Pinus sp.*, *Pinus silvestris*, *Larix*, *Picea* és *Pinus cembra*; 6 = fosszilis csernozjom jellegű talaj (F₁, F₂, F₃) részben áthalmazott, F₂- számos faszén maradvánnyal (a faszén radiokarbon kora $26\,350 \pm 310$ a B.P., Labor. H.V. 1777); 7 = dolomit törmelék; 8 = dolomit felső részében intenzíven mállott dolomitmurva. A Veszprémi-fennsík jól védett derázis völgyében csak a 30 ka-nál nem idősebb fiatal löszök képződtek

lösz többnyire erősebben homokos, bár a fiatal rétegekben a löszfrakció valamivel több (40–50 %), mint a Bácska löszrétegeiben (MOLNÁR B.–KROLOPP E. 1978).

A bácskai lösztakaró legjellegzetesebb vonása, hogy a lösz-és vastag homokrétegek az eltemetett talajok között 30–50 m-es összletben ciklikusan váltogatják egymást (63. ábra). MIHÁLTZ I. (1953) szerint mintegy 11 glaciális ciklus állapítható meg. A homokrétegek keletkezésének paleoökológiai értelmezésével a 4. fejezetben foglalkozunk.

A Duna, ill. egyes mellékfolyók ármentes teraszain – szerencsés geomorfológiai helyzetben – a fiatal löszök csaknem teljes sorozata megőrződött, melyben 4–5, erősen kifejtett erdős-sztyep talaj fordul elő. A 68., 106. és 127. ábrán bemutatott löszfeltárásokat választottuk a magyarországi fiatal löszök tagolásának alapjául. Ezek egyúttal a fiatal löszök kortagolásának sztratotípusaiként is szerepelnek (PÉCSI M. 1965a, 1975, 1982) nemcsak hazai, hanem nemzetközi összehasonlító munkában (DODONOV A.E. 1986, SEPPÄLÄ M. 1971, URBAN B. 1984) is szerepelnek.

Magyarország típusos löszei (37., 38. táblázat) a Duna-völgy alföldi szakaszán (a folyó medrét Ny felől kísérő magaspartokban) találhatóak (62., 128. ábra).



127. ábra. Basaharci téglagyár löszszelvénye; a Basaharc dupla talajkomplexum (BD₁, BD₂) és Basaharc alsó (BA) típuselőfordulásai, amelyek jól fejlett csernozjom és erdőssztyep-talajok (PÉCSI M. 1977)

37. táblázat. Magyarország egyes típusos löszének szemcsőösszetétele (súly-%)
(Elemzések: BALOGHNÉ DI GLÉRIA M. és HAVAS J.)

| Helynév | Mélység (m) | CaCO ₃ | Szemcseméret (mm) | | | |
|------------------|---------------|-------------------|-------------------|------------|-----------|----------|
| | | | < 0,005 | 0,005—0,02 | 0,02—0,05 | 0,05—1,0 |
| Basaharc | 1,50 — 1,90 | 26,0 | 20,9 | 16,6 | 39,8 | 22,0 |
| Dunaújváros V | 1,80 — 2,00 | 34,2 | 15,4 | 23,3 | 43,4 | 17,5 |
| Dunaújváros III | 6,60 — 6,80 | 26,7 | 13,0 | 22,5 | 44,9 | 19,2 |
| Dunaújváros II | 8,00 — 8,40 | 20,4 | 16,9 | 18,0 | 43,9 | 20,7 |
| Dunaföldvár 1971 | 17,50 — 17,60 | 24,0 | 11,1 | 18,3 | 44,1 | 26,3 |
| Dunaföldvár 1977 | 46,70 — 47,00 | 11,5 | 25,2 | 20,6 | 40,8 | 12,6 |
| Dunakömlőd 1978 | 12,00 — 12,50 | 19,9 | 23,3 | 18,0 | 37,6 | 19,9 |
| Dunaszekcső 1968 | 2,73 — 3,08 | 19,3 | 14,6 | 19,4 | 46,4 | 20,1 |
| Mende 1969 | 12,30 — 13,10 | 34,2 | 21,1 | 20,3 | 38,9 | 19,7 |
| Paks 1971 | 6,20 — 6,30 | 23,1 | 15,9 | 17,9 | 44,4 | 21,6 |

A dunai magaspart mentén határolódik el a Mezőföld középtája a Duna széles ártéri síkjától. A Mezőföld az utóbbinál 40–60–80 m-rel magasabb helyzetű. Felszíne széles pásztákban egymással váltakozva lösszel és futóhomokkal fedett hordalékkúp-síkság. A hordalékkúpot a Dunántúli-középhegységből a Mezőföldön át az Alföld felé tartó kisebb vízfolyások formálták ki. Az egyik mezőföldi hordalékkúp-vonulat pl. az alsópleisztocén elején képződött, amely a kislángi fauna híres típuslelőhelyét hordozza.

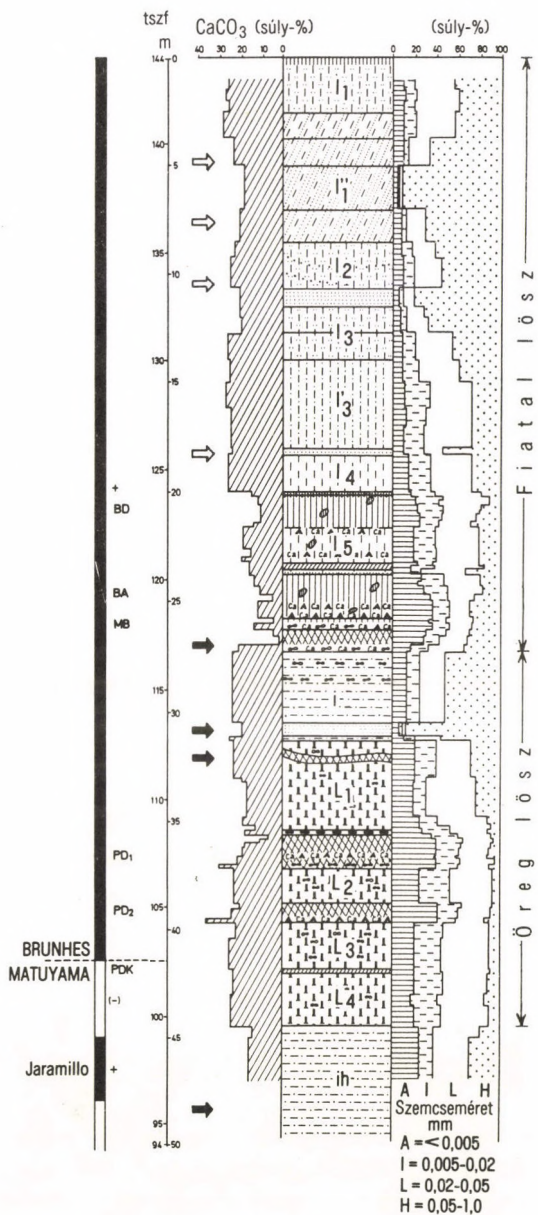
A Mezőföldön át azonban nemcsak az alsópleisztocénben volt folyóvízi hordalékkúp-képződés, hanem a középső- és a felsőpleisztocén alatt is. A hordalékkúp anyaga időnként és helyenként az idős és fiatal löszrétegek közé települt (38., 62. ábra). A vízfolyások időnként – szélesebb, keskenyebb pásztákban – az öreg löszképződményeket részben vagy egészben erodálták. A kevésbé erodált ÉNy–DK-i irányú pásztákban az öreg löszök alapzatában helyenként vörös és tarka agyagos összetétel is megmaradt (128., 129. ábra). Így a legidősebb hordalékkúp-anyag fekvésében vörösayag, ill. felsőpannóniai (pontusi) homokos-agyagos beltengeri formáció telepszik. Ennek felszíne egyenetlen, helyenként a Duna jelenlegi szintjében fekszik, más szakaszokon mélyen az alá süllyed, ill. számottevően a Duna szintje fölé emelkedik.

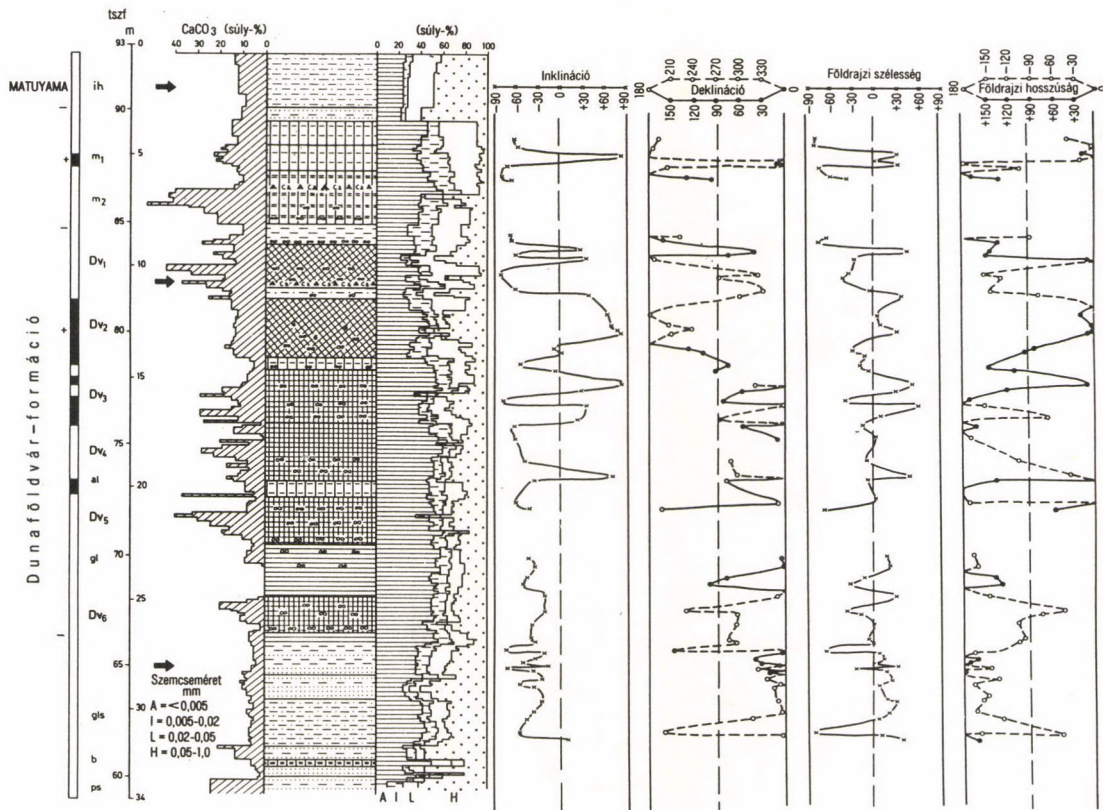
127. ábra.

+++ = faszénmaradványok; ⇒ = deráziós hiátus; → = kis eróziós hiátus; 1 = barna erdőtalaj; 2 = szemipedolit; 3 = sötétbarna erdőssztyep-talaj (MF); 4 = humuszos lösz; 5 = homokos lejtőlösz, szemipedolit és agyagos homok; 6 = ártéri és réti talajsorozat; 7 = fluviatilis, csillámos homok, gleyesedett és andezittörmelékekkel kevert iszapos homok; 8 = agyagos, iszapos homok; 9 = dunai kavics, koptatott kvarc- és agyagcsémákkal (átmérő 1–3 cm) és andezitmurva; 10 = kb. 24 m-rel a Duna szintje felett andezit agglomerátumon fekvő II/b. Duna-terasz bázisa. A basaharci szelvény erdőssztyep-talajait (MF, BD, BA) korábban azonosítottuk a benne előforduló őskori leletek és fauna alapján (pl. *Ursus spelaeus minor*) a Würm glaciálissal. Ez a korbesorolás azonban több ízben vita tárgyát képezte. Újabb ZÖLLER L. TL-datálással az I4 lösz korát 135 ezer évesnek határozta meg. LU Y. TL elemzése pedig 120 ezer évesnek találta

38. táblázat. A paksi löszszelvény nehézasvány-összetétele (súly-%)
(CODARCEA V. 1977)

| Nehézasvány | 5 | 8 | 9,5 | 11 | 16 — 18 | 24 | 25 | 30,5 | 32 | 33 | 41 |
|-------------|-------------|-------|-------|-------|---------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| | Mélység (m) | | | | | | | | | | |
| Gránát | 26,55 | 27,61 | 26,39 | 33,19 | 34,50 | 8,85 | 9,37 | 40,29 | 24,27 | 23,69 | 25,05 |
| Amfibol | 13,75 | 11,44 | 2,10 | 5,45 | 7,06 | 17,73 | 11,00 | 9,48 | 10,92 | 10,07 | 5,99 |
| Turmalin | 0,77 | 2,45 | 0,51 | 2,18 | 1,03 | 1,19 | 1,27 | 1,59 | 1,69 | 0,98 | 0,45 |
| Disztén | 2,25 | 3,27 | 3,62 | 3,40 | 3,64 | 4,90 | 2,22 | 2,48 | 6,58 | 9,81 | 7,93 |
| Zoizit | 5,78 | 3,75 | 9,69 | 2,86 | 5,19 | 9,63 | 7,48 | 2,08 | 9,66 | 6,34 | 7,27 |
| Titanit | 2,48 | 2,25 | — | 0,62 | 0,44 | 3,08 | 4,09 | 0,22 | 0,72 | — | — |
| Epidot | 2,83 | 5,24 | 9,66 | 4,67 | 5,94 | 7,68 | 4,74 | ,83 | 4,21 | 8,96 | 2,41 |
| Klorit | 0,97 | 0,65 | — | — | — | 0,56 | — | — | — | 0,46 | — |
| Hipersztén | 0,42 | 0,77 | 0,28 | — | 0,38 | 1,31 | — | — | 0,62 | — | — |
| Rutil | 5,79 | 6,22 | 6,35 | 7,30 | 8,98 | 10,64 | 11,27 | 7,01 | 12,32 | 6,74 | 6,80 |
| Staurolit | 2,28 | 3,75 | 2,14 | 3,46 | 3,70 | 4,98 | 5,28 | 3,57 | 4,11 | 2,93 | 4,30 |
| Biotit | 2,89 | 0,98 | 1,45 | 0,68 | 1,30 | 7,31 | 1,78 | 0,16 | 1,58 | 1,39 | 0,84 |
| Kloritoid | 0,87 | 0,79 | — | — | 0,39 | — | — | — | — | — | — |
| Cirkon | 1,12 | 3,06 | 1,50 | 3,89 | 4,03 | 4,36 | 12,02 | 2,06 | 4,10 | 2,87 | 7,25 |
| Klinoklor | — | — | 0,48 | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Aktinolit | — | — | — | 0,49 | — | — | — | — | — | — | 0,46 |
| Spinell | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | 1,67 |
| Anatas | — | — | — | — | — | — | 0,79 | — | — | — | — |
| Augit | — | — | — | — | — | — | — | — | — | 0,55 | — |
| Szillimanit | — | — | — | — | 0,36 | — | — | — | — | — | — |
| Glaukofan | — | 0,43 | — | — | 0,42 | — | — | — | — | — | — |
| Magnetit | 31,14 | 27,25 | 35,75 | 31,73 | 22,60 | 17,70 | 28,61 | 29,16 | 19,27 | 25,32 | 29,53 |





129. ábra. Dunaföldvár (1974) 1-es fúrászelvény litológiai, pedológiai és paleomágneses értékelése (Elemzés: PÉCSI M., SZEBÉNYI E. és PEVZNER M.A.)
ih = szilttartalmú homok; m₁ = sötétszürke réti talaj; m₂ = sötét, agyagos réti talaj; al = ártéri talaj; gl = gyeagy; gls = gyeagyos homokos agyag; b = bentonit; ps = agyagos homok (felsőpannóniai formáció, miocén); ⇒ = eróziós hiány; Dv₁ — Dv₆ = Dunaföldvári formáció vörös talajai. Feltételezhető, hogy a vörös talajok egy részében (Dv₁ — Dv₄) észlelt normális polaritású szakaszok a Gauss paleomágneses korszakot (2,4—3,3 Ma) és nem a Matuyama idősebb eseményeit (Olduvai stb.) képviselik (lásd a szöveget is). A paleomágneses mintavétel orientáltan történt

A legrégebben tanulmányozott, és ma már a hazai és nemzetközi negyedidőszaki irodalomban klasszikussá vált feltárás a paksi téglagyár 50 m-es löszszelvénye (38., 60. ábra). A bányafeltárás itt nem éri el az öreg löszsorozat legalsó kötegeit. Ez utóbbiakat a dunakömlődi és a dunaföldvári feltárásokban lehetett tanulmányozni (130., 136. ábra).

A Paks és Dunaföldvár környéki külszíni löszfeltárások és fúrásszelvények fontos információkat nyújtanak nemcsak Magyarországra, hanem egész Európa löszrétegtanához, ezen keresztül a negyedidőszak tagolásához (ÁDÁM L.–MAROSI S.–SZILÁRD J. 1954, BRONGER A. 1976, BULLA B. 1937–1938, KRIVÁN P. 1955, MÁRTON P. 1979b, PÉCSI M. 1975, PÉCSI M.–PEVZNER M.A. 1974, PÉCSI-DONÁTH É. 1979, RÓNAI A. és társai 1965, STEFANOVITS P.–RÓZSAVÖLGYI J. 1962, 1965, URBAN B. 1984 és sokan mások).

Tanulmányunk összefoglaló célkitűzése miatt az említett szelvények tagolását nem külön-külön, hanem együttes tárgyalással, löszösszletek szerint mutatjuk be.

10.2. A MAGYARORSZÁGI LÖSZÖK RÉTEGTANI TAGOLÓDÁSA

A magyarországi löszök litológiai tulajdonságaik alapján két jól elkülöníthető egységre, a *fiatal lösz* és az *öreg lösz* sorozatra bonthatók.

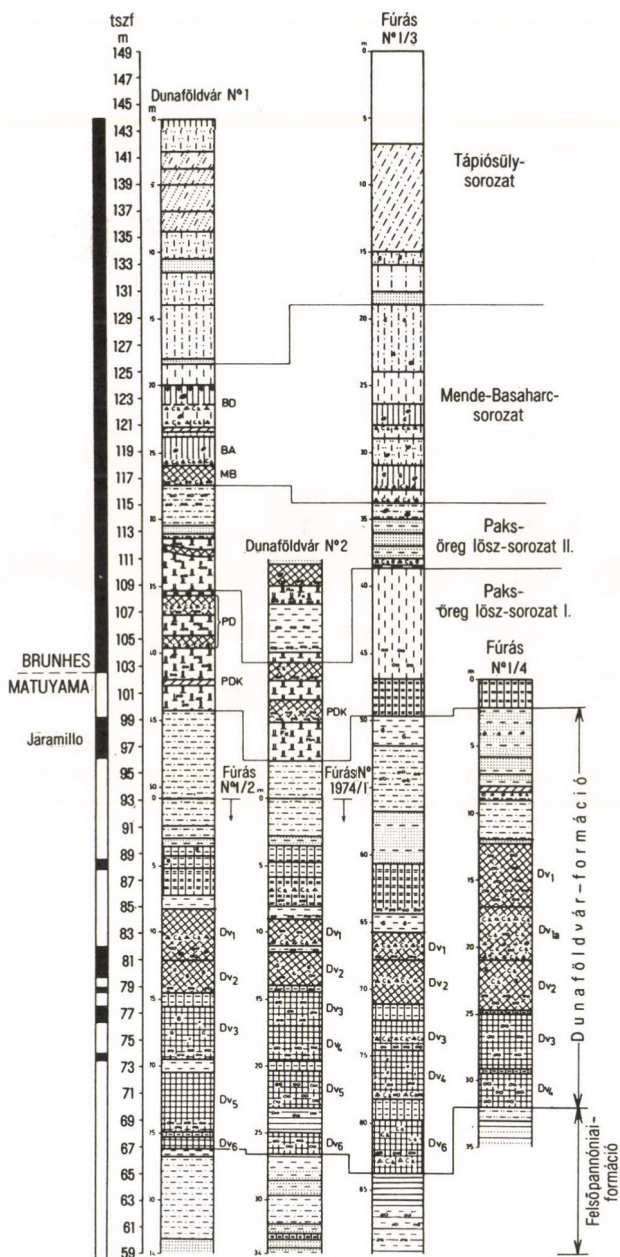
A 10–20 m vastagságú, gyengén tömörödött *fiatal lösz*t mészben gazdag, rendszerint több csernozjom szerű, sötétbarna fosszilis talaj tagolja. A homoktartalom részaránya a löszsorozat felső részében növekszik (68., 88. ábra, 39. táblázat).

Az *öreg lösz* erősebben tömörödött és kevesebb benne a mész, bár a mészkonkréciók (löszbabák) előfordulása az egyes löszkötegekben is gyakori. Az *öreg lösz* közé folyóvízi homokos rétegek és ártéri talajképződmények is települnek (61., 69. ábra). Túlsúlyban vannak az eltemetett vörösesbarna és okkervörös erdőtalajok. Az *öreg lösz*nek helyenként mállott, vályogos változata is előfordul.

Néhány feltárásban az *öreg lösz* alatt (pl. Dunaföldváron, 130. ábra) finoman rétegződött rózsaszínű homokos iszap (szilt)-rétegeket találunk, melyek a vörös agyag-talajok és glejes agyagok összletére települnek. Ez utóbbi összletet már nem soroltuk a magyarországi löszformációhoz. Külön kőzetrétegtani egységként *Dunaföldvári összlet* néven különítettük el (PÉCSI M. 1975).

10.2.1. A FIATAL LÖSZ ÉS ELTEMETETT TALAJAI

A részletesen megvizsgált szelvények közül a dunaújvárosi, a tápiósülyi, a mendei és a basaharci löszfeltárásokat találtuk a legjellegzetesebbeknek. A fiatal lösz rétegtani felosztására eltemetett talajaik összehasonlítása bizonyult a legalkalmasabbnak.



130. ábra. Dunaföldvár löszszelvényeinek korrelációja, paleopedológiai és paleomágneses vizsgálata (PÉCSI M., SZEKENYI E., SCHWEITZER F., PEVZNER M., MÁRTON P.)

Lásd 139. ábra magyarázatát

39. táblázat. A mendei löszszelvény szemcseösszetétele (súly-%) (Elemzések: BALOGHNÉ DI GLÉRIA M. és HAVAS J.)

| Mélység (m) | Szint | CaCO ₃ | Hu- muzs | Szemcseméret (mm) | | | | | | | | | | | |
|---------------|-----------------|-------------------|-------------|-------------------|------------------|-----------------|----------------|----------------|---------------|-----------|-----------|-----------|--------|----------------|---------------|
| | | | | < 0,002 | 0,002 - 0,005 | 0,005 - 0,01 | 0,01 - 0,02 | 0,02 - 0,05 | 0,05 - 0,1 | 0,1 - 0,2 | 0,2 - 0,5 | 0,5 - 1,0 | < 0,01 | 0,01 - 0,05 | 0,05 - 1,0 |
| 1,30 — 2,10 | l ₁ | 17,3 | 0,27 | 10,5 | 2,4 | 3,0 | 10,1 | 32,1 | 32,8 | 6,9 | 0,8 | 0,6 | 15,9 | 42,2 | 41,1 |
| 2,10 — 3,10 | h ₁ | 16,3 | 0,27 | 12,9 | 2,4 | 3,0 | 10,1 | 31,0 | 31,7 | 7,0 | 1,0 | 0,3 | 18,3 | 41,1 | 40,0 |
| 3,10 — 4,10 | h ₁ | 16,9 | 0,27 | 7,7 | 1,8 | 3,1 | 3,3 | 19,5 | 27,8 | 27,7 | 8,4 | 0,1 | 12,6 | 22,8 | 64,0 |
| 4,10 — 5,35 | h ₂ | 15,6 | 0,27 | 10,4 | 1,8 | 3,2 | 7,9 | 27,3 | 29,8 | 16,5 | 3,0 | 0 | 15,4 | 35,2 | 49,3 |
| 5,85 — 7,35 | l ₂ | 17,7 | 0,27 | 13,9 | 3,3 | 3,8 | 11,6 | 34,6 | 23,9 | 6,2 | 2,5 | 0,1 | 21,0 | 46,2 | 32,7 |
| 8,35 — 9,35 | l ₃ | 15,2 | 0,27 | 14,9 | 4,7 | 5,5 | 10,4 | 34,5 | 25,9 | 3,6 | 1,1 | 0,1 | 25,1 | 44,9 | 30,7 |
| 10,15 — 10,35 | MF ₁ | 10,1 | 1,23 | 24,7 | 7,2 | 6,9 | 11,2 | 27,0 | 15,8 | 6,3 | 0,1 | 0 | 38,8 | 38,2 | 22,2 |
| 10,90 — 11,25 | MF ₂ | 7,6 | 1,24 | 33,0 | 6,9 | 4,3 | 11,1 | 30,2 | 9,5 | 3,9 | 0,7 | 0 | 44,2 | 41,3 | 14,0 |
| 12,30 — 13,10 | l ₄ | 34,2 | 0,17 | 15,3 | 5,8 | 8,1 | 12,2 | 38,9 | 13,8 | 5,9 | 0,9 | 0,1 | 29,2 | 51,1 | 19,7 |
| 17,60 — 18,00 | BD ₁ | 5,5 | 0,62 | 22,9 | 2,9 | 5,8 | 13,7 | 32,5 | 15,4 | 4,8 | 0,8 | 0,6 | 31,6 | 46,2 | 21,6 |
| 18,45 — 19,00 | l ₅ | 18,1 | 0,21 | 15,5 | 5,2 | 7,7 | 9,5 | 38,1 | 20,7 | 2,1 | 0,4 | 0,1 | 28,4 | 47,6 | 23,3 |
| 20,90 — 21,05 | BD ₂ | 5,8 | 0,32 | 25,1 | 6,6 | 5,3 | 8,4 | 27,7 | 23,5 | 2,4 | 0,8 | 0 | 37,0 | 36,1 | 26,7 |
| 22,18 — 22,31 | l ₆ | 15,6 | 0,21 | 15,8 | 5,3 | 5,8 | 14,9 | 28,9 | 26,9 | 1,8 | 0,3 | 0,1 | 26,9 | 43,8 | 29,1 |
| 24,05 — 24,25 | BA | 9,6 | 0,43 | 30,8 | 5,1 | 4,2 | 10,8 | 26,3 | 19,5 | 2,3 | 0,7 | 0 | 40,1 | 37,1 | 22,5 |
| 27,30 — 27,45 | l ₇ | 9,1 | 0,21 | 20,9 | 5,0 | 6,5 | 16,7 | 30,4 | 20,2 | 1,3 | 0,3 | 0,2 | 32,4 | 47,1 | 22,0 |
| 28,90 — 28,95 | MB | 2,9 | 0,21 | 30,7 | 2,5 | 3,8 | 7,7 | 14,5 | 21,7 | 7,9 | 8,8 | 1,9 | 37,0 | 22,2 | 40,3 |
| 30,05 — 30,25 | homok | 14,2 | 0,21 | 4,6 | 1,5 | 0,3 | 4,2 | 0,4 | 6,4 | 17,5 | 61,1 | 3,3 | 6,4 | 4,6 | 92,8 |

l₁ — l₇ = lösz; h₁, h₂ = humuszos lösz; MF, BD, BA = sztyep-ill. erdőssztyep-talaj; MB = agyagbemosódásos barna erdőtalaj

10.2.1.1. A Dunaújváros–tápiószüli löszösszlet

A fiatal lösz felső részének szelvénye mintegy 10 m vastag, amely túlnyomórészt homokos lösz- és löszös homokrétegekből áll. E rétegek között csak 2, helyenként a deráziós völgyekben 3 szürke, kezdetleges talajréteg (humuszos lösz) telepszik (h_1 , h_2 , 106. ábra)

Az első humuszos talaj felső részében Tápiószülyön *Pinus cembra* és *Larix faszénmaradványok* fordulnak elő. Radiokarbon koruk $16,730 \pm 400$ év. E faszénmaradványok ismételt előfordulása — a h_1 humuszos réteg felett — és a löszben található égési nyomok nagyobb kiterjedésű erdőtűzekre utalnak. Ezek vagy természetes szárazságra, vagy az ősemlék tevékenységére vezethetők vissza. A humuszos réteg (h_1) feletti löszben (l_1) szórványosan bár, de sok a rénszarvas csontmaradvány. Ez a rénszarvas-maradványos lösz több feltárásban hasonló helyzetben előfordul.

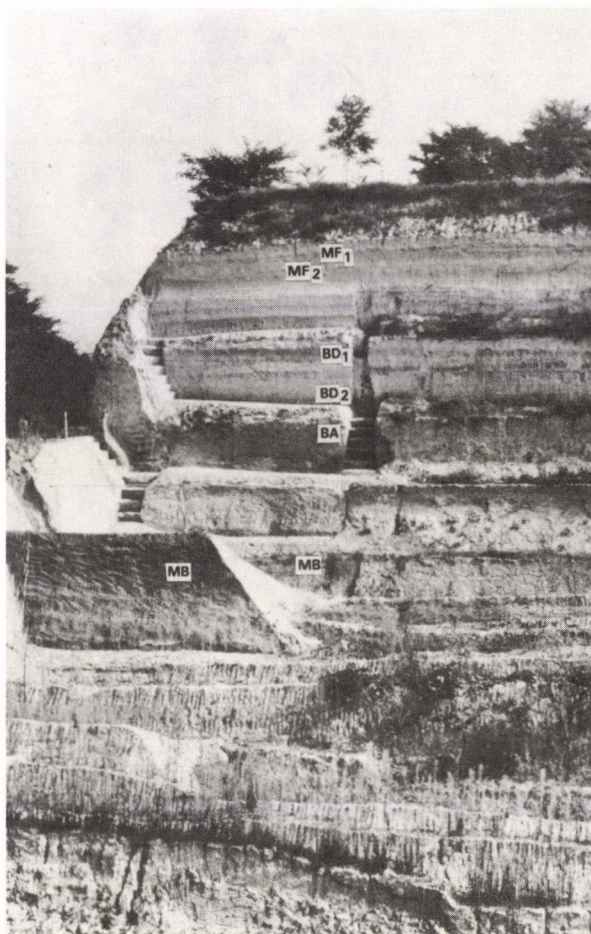
Az idősebb humusztalaj (h_2) korát a dunaújvárosi szelvényben talált faszenek alapján 20–22 ezer radiokarbon évre határozták meg (105. ábra). A Dunaújváros–tápiószüli összletben a 2. humuszsztint alatt több-kevesebb homokot tartalmazó löszrétegek települnek. Ez az alsó homokos lösz (l_2) gyakran tartalmaz mammutcsontokat és Menden egész mammutborjú csontvázát is találtunk benne (68. ábra).

Magyarországon a fiatal löszöknek az eddig tárgyalt felső rétegei a legelterjedtebbek. Olyan ökoszisztémában alakultak ki, amelyet túlelevelű fákkal tarkított hideg-száraz löszsztyepek, parkerdős sztyepeken élő állatok jellemeztek. A löszösszletben nem ritka a rétegzett lejtőlösz, főleg az eltemetett deráziós völgyekben. Ez utóbbi 2–3 egymás fölötti rétegben is előfordul, rendszerint a h_2 ill. a h_1 humuszos talaj alatt. A rétegek textúrája alapján a fiatal löszösszlet felső részében az üledék felhalmozódásában – úgy tűnik – a hullópor mellett a futóhomokmozgás, a hóolvadékvíz okozta szoliflukció is részt kapott (61., 125. ábra).

A szelvények elemzése alapján a fiatal löszök felső részének képződési ideje (kb. 26–12 ka B.P.) alatt három homokos löszréteg (l_1 , l'_1 , l_2) képződött, melyek két humuszos lösz (h_1 , h_2) és delle-tölteléken löszös homok (l'_1 , l''_2) és homokos lösz (l'_2 , l'''_2) rétegekre tagolódnak (106. ábra). Mindkét humuszos lösz ($h_1 = 16$ – 17 ka B.P., ill. $h_2 = 20$ – 21 ka B.P.) arktikus talajképződménynek fogható fel. Kialakulásukat megelőzően delle kimélyülési (gyenge erózió), majd delle kitöltődési (gyér növényzet+szoliflukció) folyamatok zajlottak le. Mindezek együtt legalább nyolc ízben egymást követő, kimondottan hideg, viszonylag nedves, hideg-száraz és hűvös-nedves paleoökológiai szakaszt reprezentálnak (106. ábra).

10.2.1.2. Tentatív kronológiák a fiatal lösz alsó részére (Mende–basaharci löszösszlet)

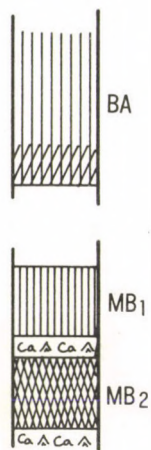
Mintegy 15–20 m vastag, három-négy jelentősebb löszkötegből, valamint négy fosszilis talajrétegből álló összlet (68., 90., 127., 131., 132. ábra). Esetenkint a talajokon lejtőhordalék, löszös szemipedolit telepszik.



131. ábra. A mendei téglagyár lösz-paleoszol sorozata (1978-ban) (Foto: PÉCSI M.)

A sorozat felső tagja a *Mende Felső* talaj, mely általában kettős talaj. A felső rész (MF₁) gyengén fejlett csernozjomszerű talaj krotovinákkal és faszénmaradványokkal. Ezek radiokarbon kora 28–29 ezer év, melyet a TL elemzések is hasonló korúnak találtak. Az alsó része jól fejlett erdő-sztyep talaj (MF₂). Korábban az MF talajokat a középső Würm legfiatalabb interstadiálisa – több ezer éven át tartó meleg szakasza – képviselőjének tartottuk.

A Mende–basaharci összlet középső részén – több méter vastag, jórészt típusos lösz (l₃) réteg alatt – ismét kettős talaj telepszik. A sztratotípust a basaharci téglagyár elhagyott bányafeltárásából írtuk le először (PÉCSI M. 1965a).

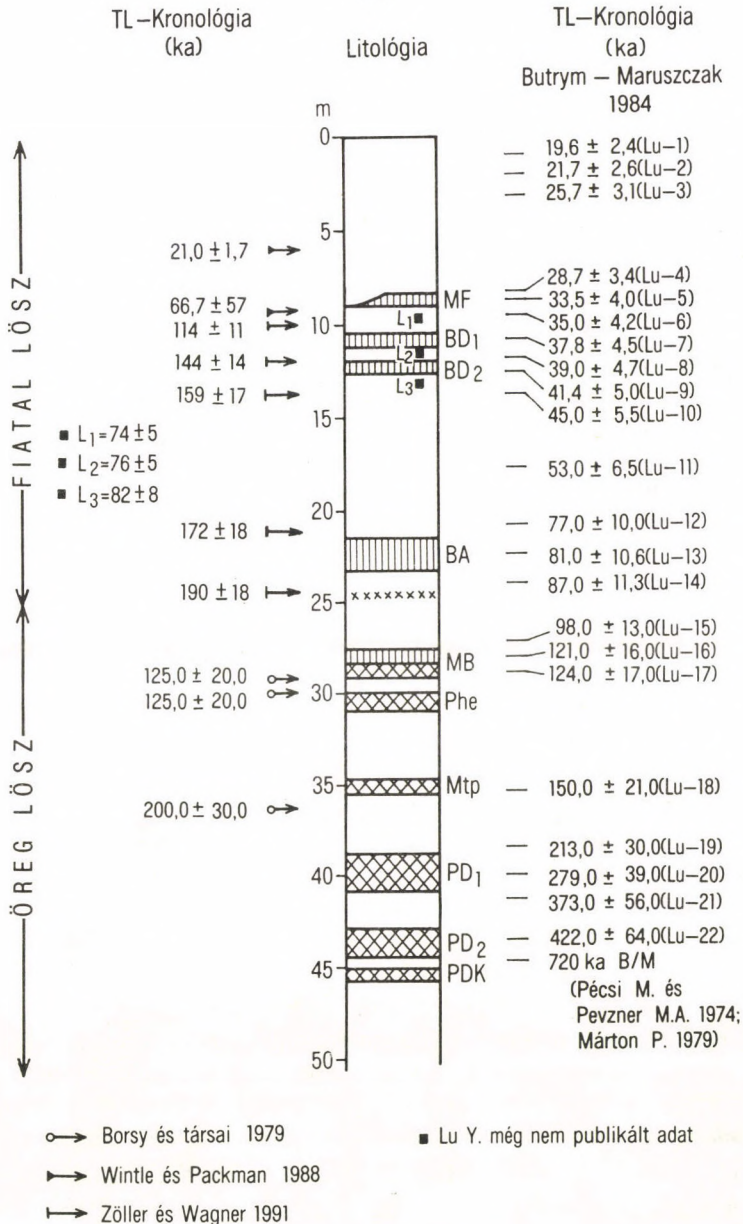


132. ábra. A "Mende bázis" (MB) talajkomplexum, Galgahévíz, vasúti bevágás (Foto: PÉCSI M.)

A *Basaharc Dupla* (BD) két csernozjomszerű erdős-sztyep talajból tevődik össze. Ezek korát 40–44 ezer évre becsültük a fiatal löszökben tapasztalt üledékképződés üteme alapján (PÉCSI M. 1970). BUTRYM J.–MARUSZCZAK H. (1984) TL vizsgálatai szerint a BD₁ és BD₂-t 38–41 ezer évesnek találták.

WINTLE A.–PACKMAN S.C. (1988) az MF₁ és MF₂ közti löszből vett minta TL korát 43 ka B.P.-nek határozta meg és így a BD kettős talajt ennél jóval idősebbnek tartja. ZÖLLER L. (1987) pedig a BD₁ és BD₂ közötti lösz TL korát a paksi és a mendei feltárásokban 144 ezer évesnek datálta (106., 133. ábra). A TL vizsgálatokkal párhuzamosan PEVZNER M.A. részletes paleomágneses elemzést végzett a basaharci, a

1977



133. ábra. A paksi téglagyár löszfeltárásának termolumineszcencia (TL) vizsgálata (BORSY Z. és társai 1979, BUTRYM—MARUSZCZAK 1984, WINTLE—PACKMAN 1988 és ZÖLLER L.—WAGNER G.A. 1990)

paksi és a mendei feltárás BD talajkomplexuma körül (88. ábra). Mindhárom feltárásban kétszeri vizsgálat után valamennyi minta normális mágnesezettséget mutatott.

Az eddigi ismételt paleomágneses vizsgálatok a BD talajkomplexumban és a szomszédos löszrétegekben (Basaharc, Mende és Paks szelvények esetében) a *Blake* eseményt nem mutatták ki. Az utolsó interglaciális kort tehát e módszerrel még nem lehetett valószínűsíteni. A paksi szelvényben (88., 133. ábra) ZÖLLER L. még nem publikált vizsgálati eredménye szerint is a BD₁ talaj 114 ezer és 144 ezer éves löszrétegek között telepszik. Ha a folyamatban levő TL elemzések és a csigák amino acid vizsgálata a BD₁ talaj korát a basaharci és a mendei típusfeltárásokban is hasonló korúnak minősíti, akkor az utolsó interglaciális itt jelölhető ki (lásd 106. ábra). E lehetőséget a BD₁ talaj litosztatigráfiai helyzete nem zárja ki. Paleopedológailag viszont át kell értékelni azt a korábbi felfogást, hogy a Kárpát-medencében az utolsó interglaciális alatt barna erdőtalajok képződtek. A BD₁ talajok ugyanis a magyarországi löszökben sztyep-, ill. erdősztyep talajok (65. ábra).

Nem tisztázódtak még az eltemetett kettős talajok keletkezésének a körülményei. Egyrészt feltételezhetjük, hogy a kettős talaj idősebb egységének a kialakulását rövidebb ideig tartó löszképződés váltotta fel, majd az újabb éghajlatváltozás ismét az előzőhöz hasonló talajt alakított ki. Másrészt annak feltételezése sem zárható ki, hogy a kettős talajok között jelentős eróziós réteghiány is lehet.

A *Mende–basaharci* összletben, a *Basaharc Alsó* (BA) a legidősebb eltemetett erdőssztyep-talaj. Ez nagyon figyelemreméltóan kifejlett, jól felismerhető, csernozjom-szerű talaj, amely helyenként 1,5–2 m vastag. A BA talaj felső része többnyire talajszediment, melyet szoliflukció halmozott át a lejtőn. Az eltemetett talaj Cca szintjében álló helyzetű löszkonkréciók, löszbabák találhatók.

A BA talajról – a korábbi vizsgálatok és kortani tagolások alapján – feltételezzük, hogy az utolsó glaciális alsó részében, hosszantartó interstadiális folyamán képződhetett.

A *Basaharc Dupla* talaj rétegeiben végzett legújabb TL vizsgálatok eredménye (88., 106. ábra) alapján feltételezni lehet, hogy a BA talaj esetleg R₂–R₁, amely interstadiális képződmény, és az utolsó előtti glaciális két löszköteget (l₅ és l₆) választhatja el egymástól.

A BA talaj alatti löszben több feltárásban néhány mm vulkáni hamu fordul elő (Paks, Basaharc, Aszód), amely jellegzetes marker szint a fiatal löszök alsó részében. Jelenlétét elsőnek KRIVÁN P. (1955) ismerte fel A vulkáni hamu – tefra – abszolút korát eddig sajnos még nem sikerült kronosztatigráfiailag pontosan rögzíteni a magyarországi minták alapján. Az is valószínű, hogy két különböző löszrétegben is előfordulhat tefra. SCHWEITZER F. ugyanis Basaharcon újabban a BA talaj feletti és az alatti löszben is talált vékony, élénk okkersárga színű tefra réteget. A magyarországi löszszelvényekben előfordul, de – nem könnyen – felismerhető tefra előfordulások számbavételére és fontos kronológiai összehasonlításokra jelenleg GÁBRIS Gy. és társai (1991) vállalkoztak.

A *Mende–basaharci* sorozat löszkötegei (l₃, l₄, l₅, l₆) mindegyikében előfordul vékonyabb–vastagabb rétegzett lejtőlösz, mely dille kitöltődés. Ezekből hideg-száraz vagy hűvös–nedves, ill. mérsékelt száraz periglaciális ökoszisztemre utaló arktikus gerinces ősszállat- és növénymaradvány került elő. Ezeket a löszrétegeket (68., 127. ábra) az előkerült gerinces fauna és molluszká alapján korábban a középső Würm és az alsó Würm szakaszba soroltuk (PÉCSI M. 1966b, KRETZOI M.–PÉCSI M. 1979).

Korábbi tanulmányok a BD talaj alatti löszöket az utolsó előtti glaciális hideg szakaszaiba (R₁ és R₂) sorolták (60. ábra).

A *Mende* bázis talajkomplexum (MB) a fiatal löszösszlet alapját képviseli. Két különböző talajból áll (132. ábra). A felső talaj (MB₁) 80–100 cm, mezősegi típusú talaj, az alsó rész (80 cm) pedig jól fejlett barna erdei talaj (MB₂). Ennek a dupla talajnak a kialakulását korábban az utolsó interglaciálisba helyeztük (PÉCSI M. 1965b, 1975, BORSY Z. és társai 1979). A *Mende* bázis talaj alatti homokból vettek mintákat Pakson és Mendén is termolumineszcenciás (TL) elemzésre. Ez a MB talaj alatti homok Mendén és Pakson is kb. 105–120 ezer évesnek bizonyult. A lengyel BUTRYM J.–MARUSZ-CZAK H. (1984) TL vizsgálatai a paksi téglagyári feltárásból az MB talaj korát 121 ezer évesnek határozták meg. BORSYék mérése szerint Pakson az MB talaj alatti lösz kora 125 ezer év (133. ábra). Az MB talaj Magyarországon az egyik legjobban fejlett talajkomplexum, jól felismerhető vezérszint, melyet több magyar löszkutató korábban a R₁-R₂ interstadiálisba sorolt (BULLA 1934, BACSÁK 1942), ŽEBERA K. (1955) viszont M-R interglaciális korúnak tartotta (60. ábra).

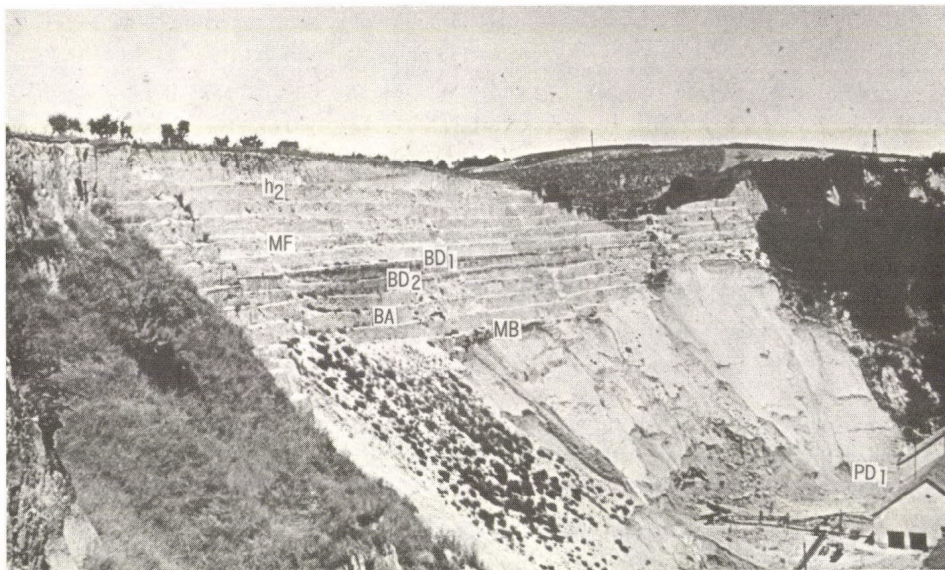
A magyarországi fiatal löszök kronológiai tagolását az elmúlt fél évszázad során részben a litosztratigráfiai és a paleopedológiai ismeretek, részben a löszkronológiai sémák, ill. az alkalmazott elvek befolyásolták eltérő módon.

A paksi téglagyár feltárásában eleinte pl. minden talajzónát az erdőtalajok B szintje maradványának tartottak, ugyanakkor hosszú ideig nem vették észre pl. a humuszos szinteket (h₁ és h₂, 38., 134. ábra) és talajszediment rétegek elkülönítésére sem került sor. Csak a későbbi pedológiai elemzések során derült ki, hogy a fiatal löszökben levő talajok (MF₁ és MF₂, BD₁ és BD₂, BA) nem barna erdőtalajok (PÉCSI 1965a,b, PÉCSI és társai 1977), hanem sztyep és erdős-sztyep képződmények. Hosszú ideig pedig a közép-európai példák alapján csak a barna erdőtalajokat tartották interglaciális képződménynek. BRONGER A. (1976) hangoztatta először, hogy a Kárpát-medence fiatal löszeiben előforduló csernozjom talajokat lehet interglaciális kori képződményeknek is tekinteni.

Ha a talajokat és a löszkötegeket számuk, ill. biosztratigráfiai sorrendjük szerint valamely kronológiai sémába (MILANKOVIĆ ill. BACSÁK klímakalendárium, ill. az izotópsztratigráfia stádiumai szerint) soroljuk be, vagy azzal hasonlítjuk össze, akkor bizonyosan szimplifikáltunk (lásd 60. és 65. ábra). Ily módon az újabb elemzések szerint (106. ábra) a *Mende* bázis talajkomplexumot feltehetően a *Mindel–Riss* interglaciállissal lehet párhuzamba vonni.

10.2.2. AZ ÖREG LÖSZÖK ÉS FOSSZILIS TALAJAIK

A magyarországi öreg lösz a paksi szelvényen elemezték legrészletesebben, bár hasonló rétegek a Duna menti löszpartok meredek feltárásaiból is ismertek (Dunaújváros, Dunaföldvár, Dunaszekcső). A közel 25 m vastag öreg löszöket *Paksi összlet* néven foglaltuk össze (PÉCSI M. 1975, PÉCSI M. és társai 1977). Litológiai jellemzői alapján két részre osztható (38., 130., 134., 135. ábra).



134. ábra. A paksi téglagyár középső részének löszfeltárása (Foto: PÉCSI M.)

A lösz-paleoszol sorozatnak csak a felső része látható, az MB, BA, BD₂, BD₁ és az MF talaj csak középen van meg

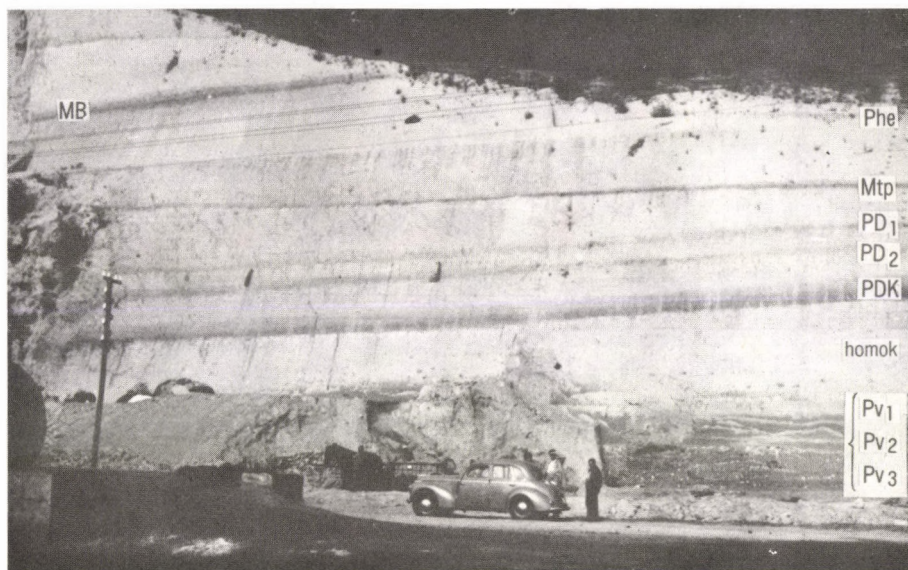
10.2.2.1. A Paksi összlet felső része

A 38. ábra szemlélteti, hogy az MB talaj és a PD₁ talaj között három löszréteg (L₁–L₃) tartozik ebbe az összletbe. A homokrétegek eróziós hiányt képviselnek. Közberétegződött folyóvízi homok (s₁) és iszapos homokrétegek (n₁+s₂) között jól fejlett alluvialis, glejes hidromorf talaj telepszik (Mtp). Ebből a talajosodott rétegből bihari emeletre jellemző fauna (*Allohypos sp.* fog) került elő. A fekvésében levő L₃ jelű réteg tulajdonképpen homokos iszap, mely Mtp talajképződése során mésszel erősen cementálódott.

Az összlet felső részén ugyancsak homokrétegen gyengén fejlett barna erdei talaj („Phe”) képződött. A talaj feletti öreg löszrétegből (L₁) *Elephas thronotherii* fogainak és agyarainak maradványai kerültek elő 1970-ben.

A Paksi összlet felső része eróziós réteghiányokat is tartalmaz, ezért a fosszilis talajok, löszök és homokos rétegek párhuzamba állítása a pleisztocén glaciális és interglaciális szakaszaival, ill. a kronosztratigráfiai időskálával nem egyszerű feladat.

Az eddigi TL (termolumineszcencia) vizsgálatok a Paksi összlet felső löszrétegét (L₁) kb. 125 ezer, a s₂ jelű homokréteget (38. ábra) pedig kb. 200–215 ezer évesnek határozták meg (BORSY Z. és társai 1979, BUTRYM J.–MARUSZCZAK H. 1984). Ezek a TL vizsgálati koradatok azonban még újabb vizsgálatokkal ellenőrzésre szorulnak,



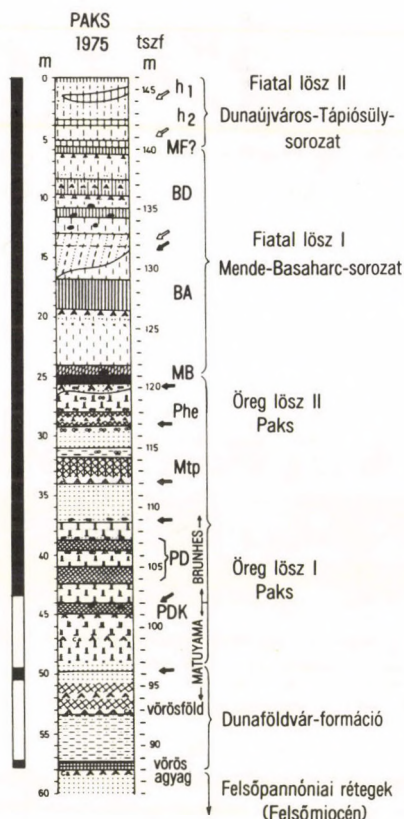
135. ábra. Öreg lösz Paksnál (Foto: MEISEL J.)

A felvétel a paksi vasútállomással szembeni löszfalról készült. MB, Phe, Mtp, PD₁, PD₂, PDK = paleotalajok; Pv₁, Pv₂, Pv₃ = áthalmozott vörös talajok

mert lehetséges, hogy csak minimum kort képviselnek. A s₁ jelű folyóvízi homokot és iszapot, mely az L₂ lösz alatt telepszik, a korábbi tanulmányok litosztratigráfiai, paleopedológiai és paleontológiai megfontolások alapján a *Mindel-Riss* interglaciálisba sorolták (ÁDÁM L.–MAROSI S.–SZILÁRD J. 1954, KRIVÁN P. 1955, PÉCSI M. 1975, PÉCSI M.–PEVZNER M.A. 1974). Feltehető, hogy az s₂ folyóvízi homok egy korábbi interglaciálisban képződött (G/M) és lerakódása idején az öreg lösz egy része erodálódott (38., 99., 135. ábra). Valószínű tehát, hogy a Paksi összlet felső része a középső-pleisztocén nem teljes sztratigráfiai sorozatát képviseli (65. ábra).

10.2.2.2. A Paksi összlet alsóbb része és a Brunhes-Matuyama határ (0,7 millió év)

A 15 m vastag sorozat három öreg löszrétegből (L₄–L₆) és három barnásvörös, fosszilis talajrétegből áll (38., 135., 136. ábra). A *Paks Dupla* talajkomplexum két, csaknem egyformán jól fejlett, 1,5 m vastag, barnásvörös tömörödött, közepesen agyagos talaj (PD₁ és PD₂), melyeket 2 m vastag löszréteg különít el egymástól. Mindkét talaj C szintjében erős a mészfelhalmozódás, melyet mészkonkréciós réteg jelez, sok löszbabával és jellemzőek a nagy krotovinák. Genetikailag jól fejlett, mediterrán típusú száraz,



136. ábra. A paksi löszszelvény litostratigráfiai és paleomágneses tagolása (PÉCSI M. és PEVZNER M.A. 1974)

A fekete nyilak eróziós réteghiányokat képviselhetnek, a fehér nyilak eltemetett derázis völgyeket jeleznek (lásd még 139. ábra magyarázatát)

ligetes erdőtalajok maradványai lehetnek. De szerkezetük alapján az sem kizárt, hogy gesztenyebarna talajok.

Kronostratigráfiai helyzetük igen fontos, mert a Brunhes-Matuyama paleomágneses határt (0,73 millió év) a PD₂ talaj alatti löszrétegekben mutattuk ki mind a paksi, mind pedig a dunaföldvári feltárásokban (PÉCSI M.–PEVZNER M.A. 1974, MÁRTON P. 1979b).

Közvetlenül a Brunhes/Matuyama paleomágneses határ alatt ismét 1,5–2 m vastag öreg löszréteg, majd ez alatt vörösbarna talaj telepszik. Ez megfigyelhető külszíni feltárásokban is (Dunakömlődnél és Dunaföldvárton) a Duna menti meredek partok löszfeltárásaiban (136. ábra). A pedológiai leírást először PÉCSI M. és társai (1977) végezték el és Paks-dunakömlődi talajkomplexum (PDK) néven jelölték. Genetikailag valószínűleg mediterrán típusú száraz erdei talaj maradványa lehet.

A Paks-dunakömlődi eltemetett talaj (PDK) fekéjében települő több m vastag öreg lösz (L'₆, L''₆, L'''₆) a Paksi összletnek sztratigráfiai alsó határát képezi. Az ez alatt levő kettőzött vörös talajt már nem soroltuk a Paksi öreg löszösszlethez (38. ábra).

A *Paksi összlet alsó része* egészének földtörténeti kormeghatározásában elsősorban a *Brunhes-Matuyama* paleomágneses határ dátuma (0,73 millió év) van segítségünk-re, továbbá Dunaföldváron az öreg löszösszlet alatti rózsaszínű homokos üledékben feltehetően a *Jaramillo* paleomágneses intervallum fordul elő, melynek abszolút kora 0,9 millió év (128., 130. ábra, PÉCSI M.–PEVZNER M.A. 1974). Az eddigi vizsgálati eredmények alapján úgy véljük, hogy a Kárpát-medencében a jelenleg ismert legidősebb löszköteg a paksi téglagyár feltárásában (L^{III}_{6,38} ábra) az első löszképző glaciális szakasz alatt, feltehetően a *Donau* glaciális folyamán képződhetett (65. ábra). BUTRYM J.–MARUSZCZAK H. (1984) TL vizsgálatai szerint a PD₁ talaj abszolút kora 297 ± 30 ezer, a PD₂ talajé pedig 422 ± 62 ezer év lenne. A két talajképződés között eszerint több mint 140 ezer év volna az időkülönbség. A PD₁ és PD₂ talajok korát az említett TL vizsgálatok feltehetően alulértékelték.

A PD₁ talajt már SCHERF E. (1936), BACSÁK (1942), ÁDÁM és társai (1954) és KRIVÁN P. (1955) a MILANKOVIĆ és BACSÁK klímakalendárium (1. táblázat) erdőtálajképző szakaszai alapján a *Mindel₁-Mindel₂* interstadiálisba helyezték. A PD₂ talajt – a paksi feltárás imént említett úttörő kordatálói – a *Günz-Mindel* interglaciálisba sorolták. Ez utóbbi talaj éppen a téglagyár talpszintjén fekszik. Az alatta levő lösz- és talajsorozatot itt csak fúrásokból tanulmányozták. A kutatófúrások így további 1–3 eltemetett talajt (PDK, ill. Pv₁+Pv₂ és Pv₃) és két öreg löszköteget (L₅-L₆), homokos iszap (n₃)- és homokréteget (s₃) találtak (38., 99. ábra).

Ezek kronológiai tagolását eltérő módon adták meg és a kettős osztatúnak vélt *Günz glaciálisba*, ill. a *Pregünz időszakba* sorolták be (60. ábra). Mindenesetre a paksi és dunaföldvári szelvényeken végzett paleomágneses vizsgálatok alapján jelenleg úgy véljük (65. ábra), hogy a legelső öreg löszkötegek idősebbek, mint 0,73 millió év és fiatalabbak, mint 0,9 millió év (PÉCSI M.–PEVZNER M.A. 1974, MÁRTON P. 1979b, PÉCSI M. 1984a).

Az öreg lösznek egyes glaciálisokba való besorolását (65. ábra) nehezíti az a körülmény, hogy az európai pleisztocén eljegesedések és üledékeik képződésének időtartamát, ill. abszolút korát ma még nem egyöntetű módon határozták meg. Továbbá az eróziós réteghiányok jelenlétével az öreg löszökben itt is számolni kell (136. ábra).

10.3. LÖSZ ALATTI SZUBAERIKUS FORMÁCIÓ

Magyarországon is az idős löszsorozat alatt tekintélyes vastagságban települő, szubaerikus képződmények egy részét (homokos silt, homokos agyag) a tágabb értelemben vett, löszszerű képződményekhez sorolták. Az utóbbi évtizedben az idős lösz alatt – feltárásokból és főként fúrásokból – megismert, túlnyomó részben vöröstalajok, vörösayagok és gleyes agyagok, röviden „tarka agyag” megjelöléssel összefoglalt sorozatot a nem löszös szárazföldi képződmények közé kellett csoportosítani. Ezeket először a Duna menti magaspárt talajmechanikai fúrásaiból ismertük meg részletesen, és „*Dunaföldvári*

összletnek" neveztük (PÉCSI M. 1975, 1985a, PÉCSI M. és társai 1979b, 128–130., 136. ábra).

A sztratotípusnak vett szelvényekben (129. ábra) a Dunaföldvári formáció három, egymástól elkülönülő tagozatból tevődik össze:

- halványrózsaszínű, enyhén iszapos finomhomok, 5–6 m vastag, amelyben ritmikusan vékony cementált homokkőpadok, ill. homokkőkonkréciók jellemzőek (129. ábra:ih),

- sötétszürke, fekete réti agyag, réti talajok komplexuma 3–5 m vastag (m_1+m_2),

- a Dunaföldvári összlet legjellegzetesebb része a kb. 10–15 m vastag okker-vörös talajsorozat. Ebben 5–6 eltemetett vöröstalajt (Dv_1-Dv_6) azonosítottunk, köztük vékonyabb gleyes iszapos agyagrétegekkel (al, gl). A vöröstalajokat paleopedológiai elemzéseik alapján szubmediterrán típusú éghajlat alatt kialakult erdei talaj maradványainak minősítettük (PÉCSI és társai 1977).

- Egyes szelvényekben, a Dunaföldvári összlet legalsó tagját valódi vörösgyag formáció képezte.

- A fenti tarka- és vörösgyagos sorozat az eddig ismert feltárásokban felső-pannóniai (felsőmiocén) homokos képződményekre telepszik (130., 137. ábra).

A Dunaföldvári formáció kronosztratigráfiai besorolásához az elmúlt tíz év óta folyamatosan végeztünk paleománes vizsgálatokat. Az újabb és újabb feltárások megismerésével és újra elemzésével a minősítés lehetősége is változott és biztonságosabbá vált.

A paleománes adatokat eleinte úgy értékeltük, mintha azok egy réteghiány nélküli szelvényből származnának. Majd egy külszíni lignitbánya fedőüledéke rétegsorának tüzetes tanulmányozása (138. ábra, PÉCSI M. 1984a, 1985a) arra engedett következtetni, hogy a Dunaföldvári összlet képződésének kezdete a Gilbert időszakig nyúlik vissza. A vörösgyagok képződésének fő időszakául a pliocén (a Gauss és Gilbert) időszakot jelölhetjük meg (PÉCSI M. 1986c).

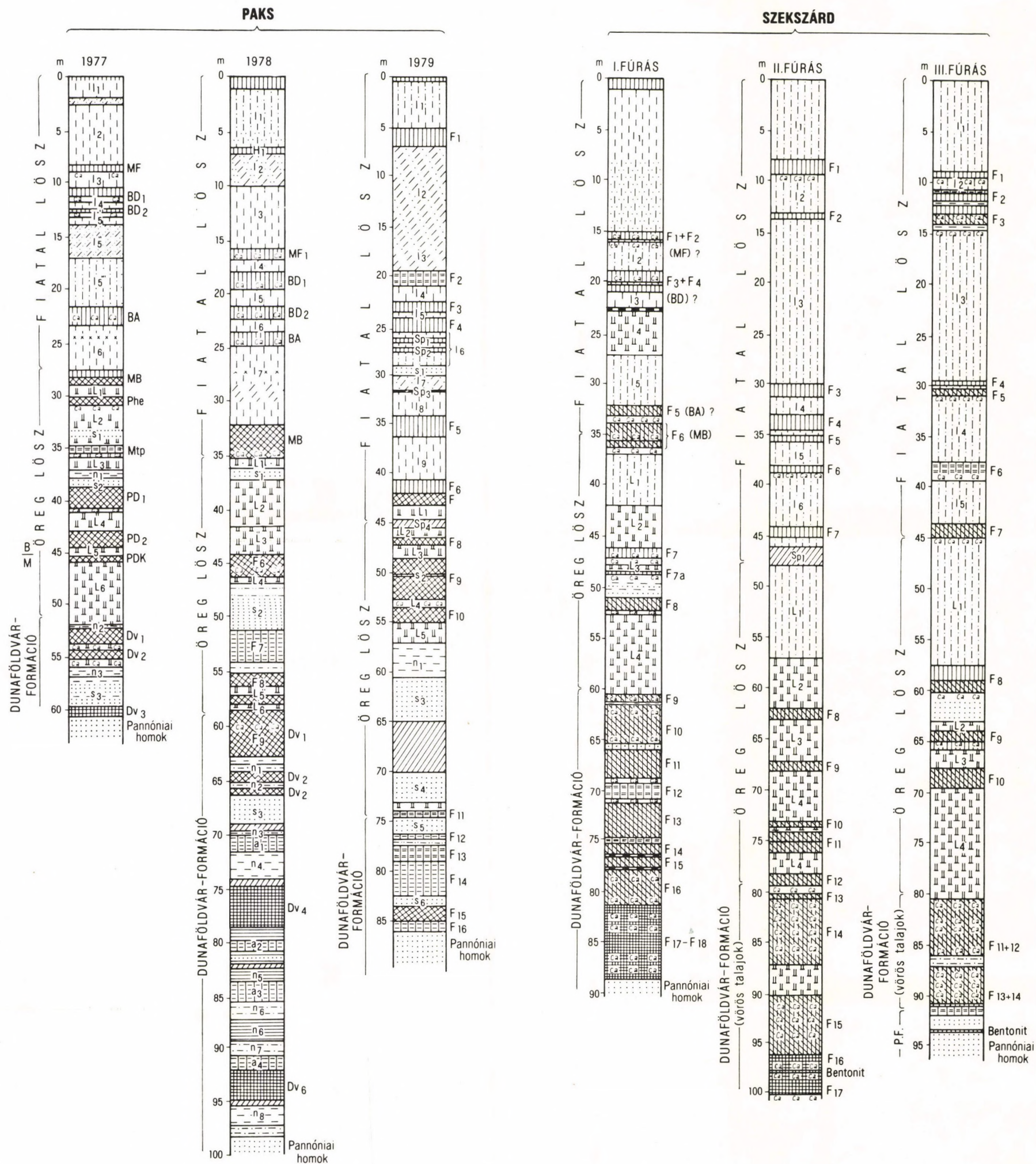
Egyes fúrásokban a Dunaföldvári formáció szinte csaknem egymásra települt vöröstalajokból tevődik össze, amelyek közül az alsó rétegek valódi vörösgyagok.

A vörösgyagok általában bentonitra települnek, helyenként bentonit települ egyes vörösgyag rétegek közé (69., 129. ábra). A bentonitok anyakőzete feltehetően bazalttufa, a magyarországi bazaltvulkánosság fő időszakával hozható kapcsolatba. A bazaltos kőzetek korát a legújabb K/Ar vizsgálatok alapján 3–5 millió időintervallumban állapították meg (BALOGH Kadosa 1985, BORSY Z. és társai 1987).

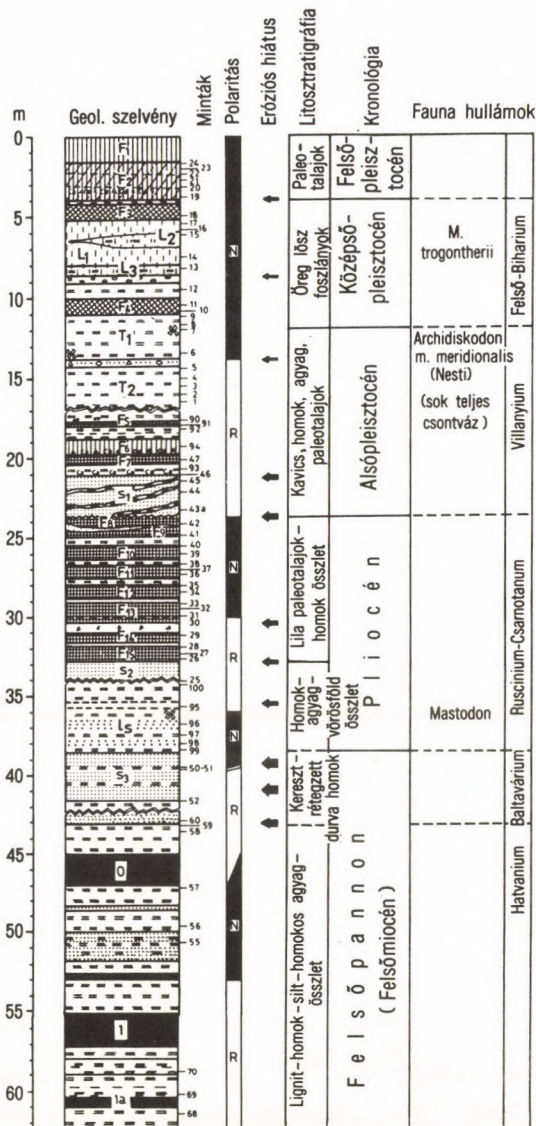
A vörösgyagok fölött és az idős löszök alatt a rózsaszínű, homokos iszap PEVZNER M.A. paleománes mérései alapján a Jaramillo és az Olduvai események között képződhetett. Nehéz ma még teljesen egyértelmű véleményt alkotni, mivel az esetleges réteghiányok későbbi felismerése befolyásolhatja a paleománes adatsorok értékelését.

Az mindenesetre megállapítható, hogy az idős lösz megelőzően, különösen a vöröstalajok kialakulása idején, az éghajlati, ökológiai körülmények lényegesen eltértek a hideg száraz, félig száraz ökológiai körülményeket igénylő löszképződéstől.

Feltehető, hogy a Középső-Duna-medencében a felsőmiocént követően hosszú időszakon át tartott a vörösgyagok, majd vöröstalajok és rózsaszínű sziltek képződése.

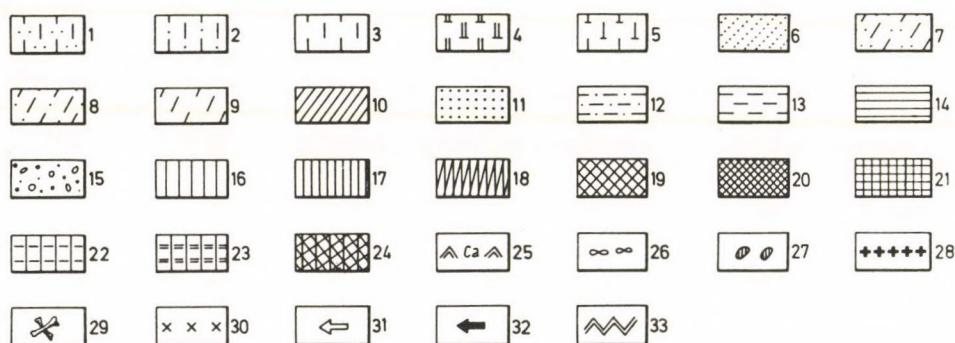


137. ábra. Paks és Szekszárd környékén a lösz-paleotalajok sorozata. Az egymáshoz aránylag közeli szelvények között a lösz és a paleotalajok számában hasonlóságok, de számottevő különbségek is előfordulnak (összeáll.: PÉCSI M., SCHEUER GY. és SCHWEITZER F.)



138. ábra. Mátraalji külszíni lignitbánya kronológiai szelvénye (Paleomágneses vizsgálatok: MÁRTON P. Litosztratigráfiai és paleopedológiai felvételek: PÉCSI M., SCHWEITZER F., SZEBÉNYI E., BALOGH J. és SZOKOLAI GY. Fauna meghatározások: KRETZOI M.)

F₁, F₂ = felsőpleisztocén kori csernozjom barna erdőtalajok; F₃, F₄ = a barna erdőtalajok, közéjük középső-pleisztocén kori, rétegzett, vályogos lejtőlösz települt (L₁, L₂, L₃); T₁, T₂ = lejtőtörmelék tartalmazó agyag delleképződményekben, a T₁ réteg alján több *Archidiscodon m. meridionalis (Nesti)* teljes csontvázal, éppen ebben a szintben a B/M határ fekszik; F₅, F₆, F₇ = barna erdőtalaj; s₁ = homok, törmelék betelepülésekkel (dellekítőltés); F₈ — 15 = lilaszínű talajok és talajüledékek; s₂ = rétegzett durva homok; l_s = vályog, homok, homokos agyag és vegyes talajtörmelék; s₃ = durva homok, vékony, homokos agyagbetelepüléssel; 0, 1, 1a = lignitcsoport, homok és homokos agyagréteg váltakozó betelepüléseivel; 1—68 = paleomágneses minták



139. ábra. Magyarország löszszelvényeinek általános jelmagyarázata

1 = erősen homokos lösz; 2 = homokos lösz; 3 = rétegtetlen lösz; 4 = öreg lösz; 5 = infúziós lösz; 6 = lejtőhomok; 7 = löszös homok; 8 = homokos lejtőlösz; 9 = lejtőlösz (6—9 = rétegzett lejtőüledék); 10 = szemipedit; 11 = folyóvízi homok; 12 = iszapos homok; 13 = iszap, gleyes iszap; 14 = agyag; 15 = homokos kavics; 16 = gyengén humuszos szint; 17 = sztyeptalaj, csernozjom, gesztenyebarna talaj; 18 = sztyeppnövényzettel átformált erdőtalaj; 19 = barna erdőtalaj; 20 = agyagbemosódásos barna erdőtalaj; 21 = vörösayag; 22 = hidromorf talaj; 23 = ártéri és réti talaj; 24 = ártéri erdőtalaj; 25 = CaCO_3 feldúsulás; 26 = löszbaba; 27 = krotovinák; 28 = faszén; 29 = mikrofauna; 30 = vulkáni hamu; 31 = gyenge erózió vagy derázio; 32 = eróziós hiány; 33 = szelvény folyamatosságának megszakadása; l_1 — l_6 = fiatal löszsorozat; L_1 — L_{\dots} = öreg löszsorozat; s_1 — s_3 = folyóvízi homok; n_1 — n_8 = finomhomokos agyag, agyagos homok; a_1 — a_4 = agyag; h_1 — h_2 = humuszos löszszint; MF = erdőssztyep-talajkomplexum „Mende felső”; BD = erdőssztyep-talajkomplexum „Basaharc-dupla”; BA = „Basaharc alsó” csernozjom talaj; MB „Mende bázis” talajkomplexum (barna erdőtalaj + erdőssztyep-talaj). Phe = paksi homokos erdőtalaj; Mtp = láperdőtalaj; PD = „Paks alsó dupla” talajkomplexum (barnás-vöröses földközi-tengeri erdőtalaj); PDK = Paks—Dunakömlőd talaj; P_{v1} , P_{v2} , P_{v3} = paksi vörös talajok; D_{v1} — D_{v6} = Dunaföldvár-formáció vörös talajai; F₁—F_{...} = a paleotalajok korábbi számozása a pedológiai típus megjelölése nélkül

Ez valószínűleg nem csupán lokális, hanem regionális, ill. kontinentális méretben is szinkronizálható.

10.4. KÖVETKEZTETÉSEK

1. Magyarország felszínének több mint a felét különböző jellegű löszök és löszös képződmények borítják (80. ábra). A lösztakarót túlnyomó részben a legfiatalabb löszösszlet (a Tápióörs–dunaújvárosi ill. az alföldi infúziós löszök) sorozata képviseli. Ezek kb. 13–26 ezer évvel napjaink előtt képződtek.

2. A fiatal löszök alsó részét a *Mende-Basaharc* sorozat típusos löszei és 3–4 csernozjomszerű eltemetett talajai képviselik. Térbeli elterjedésük lényegesen korlátozottabb, az előzőnek csupán a fele lehet. A kialakulási idejükről alkotott vélemények eltérők:

– egyes vizsgálatok eredményei alapján az utolsó interglaciálisnál (kb. 125 ezer év) fiatalabbak,

– más megfontolások és adatok szerint ennél idősebbek, vagyis legalább a *Riss* glaciális is magukba foglalják.

3. Az öreg lösz – tekintélyes, 20–30 m-es vastagsága ellenére – meglehetősen réteghiányos sorozatnak minősítettük, annak ellenére, hogy Közép-Európa legvastagabb löszfeltárásai Magyarországon fordulnak elő. Korábban egyesek pl. a paksi téglagyár feltárásának rétegsorát kvázi hiánytalannak vélték (SCHERFE. 1936, KRIVÁN P. 1955). Az öreg lösz aránylag kevés feltárásban fordul elő, ill. nem nagy kiterjedésű foltokban maradt vissza, a fiatal lösz alatt.

4. A megmaradt legidősebb öreglössz-rétegek korát paleomágneses mérések alapján 0,8–0,9 millió évesnek tartjuk. Ez alatt helyenkint a felsőpannóniai rétegekig található nem löszös, de szubaerikus sorozatot (30 m) a vöröstalajok és a gleyes, iszapos, homokos agyagrétegek jellemzik és koruk feltehetően már pliocén (137. ábra).

5. A hazai (fiatal és öreg) löszsorozatban 12–16 löszköteg fordul elő, közöttük 8–13 eltemetett talaj mutatható ki. Mellettük 3–4 homok- (2 folyóvízi és egy futóhomok-) réteg is közbeékelődik. A jelentősebb eróziós hézagok száma legalább 3–4. Ezek alapján a magyarországi löszsorozatból – lösz, ill. őstalaj+homok+réteghiány figyelembevételével alapján – legalább 12–16 glaciális éghajlati szakasz és kb. ugyanannyi meleg éghajlati szakasz váltakozása rekonstruálható a pleisztocén löszképződés során. Azt azonban nem minden esetben lehet biztosan megállapítani, hogy a jeges éghajlati szakaszokat felváltó melegebb szakaszok közül melyek voltak tartósabb interglaciálisok, ill. melyek interstadiálisok (60., 65. ábra).

6. A fenti pontban összegzett lösz-őstalaj-homok litosztratigráfiai sorozat Magyarországon ill. a Középső-Duna medencében meghatározott morfológiailag helyzetben levő löszfeltárásokra vonatkozik. Ide tartoznak a Dunamenti magaspartban levő löszfeltárások (Dunaújváros, Dunaföldvár, Paks, Dunaszekcső, Stari Slankamen stb.), ahol a pannóniai rétegek közepes magassági helyzetűek és nem süllyedtek mélyen a medence felszíne alá. Magyarországon azonban különböző magassági helyzetű és felépítésű medencetípusok fordulnak elő. Az *eltérő geomorfológiai, morfológiailag és paleoökológiai körülmények hatására* azonos geológiai időszak alatt a részmedencék süllyedésének különböző mértéke és üteme következtében *egymástól eltérő (lössz) litosztratigráfiai és kronosztratigráfiai sorozatok jöttek létre*. A negyedkor során tartósan süllyedő részmedencék szárazföldi üledékekkel kitöltött rétegsorát lényegesen több őstalaj tagolja, mint a kevésbé megsüllyedt medencék, vagy dombsági vízválasztók lösszel fedett szubaerikus rétegsorát (PÉCSI M.—SCHWEITZER F. 1991).

6.1. A hegységközi kismedencéket kitöltő lösztakaróban legfeljebb 3–4 lösz, őstalaj és 2–3 lejtőtörmelék települ egymásra.

6.2. A hegylábfelszínek lösz-őstalaj és más szubaerikus rétegsorában 10 homok, továbbá 20–30 eltemetett talaj fordul elő (Pécs-postavölgyi fúrás).

6.3. A Duna-menti magaspartokban pannóniai üledékre települt löszökben az 5. pontban jelzett litosztratigráfiai sorozatot átlag 12 lösz és 8–13 eltemetett talaj tagolja.

6.4. Az Alföld részmedencéiben a mélybe süllyedt szubaerikus üledék vastagsága 500 és 1500 m között váltakozik (Csongrád, Szentes, Dévaványa stb.) E részmedencék üledéksorában a kutatófúrások 50-60 pliocén kori és kb. 50 pleisztocén eltemetett talajt harántoltak. A pliocén rétegsorban 600-1200 m között vörös talajok, vörös agyagok ismétlődően fordulnak elő, melyek már a Gauss és Gilbert paleomágneses korszakhoz kapcsolódnak (RÓNAI A. 1985).

7. A Kínai-löszfennsíkon a tengerszint felett 1000 m-nél is magasabb helyzetben levő magas medencékben a lösz és őstalajrétegek száma szintén jelentősen különbözik egymástól. A legutóbb tanulmányozott típusfeltárásokban (Luochuan, Xifeng és Baoli) 24, 28, ill. 32 löszréteget és ugyanannyi őstalajt különböztettek meg. Ezeket mind negyedkoriaknak határozták meg (2,4 Ma). Ezzel összevetve Alföldünk egyes részmedencéiben 500-600 m-rel a medencefelszín alá süllyedő szubaerikus üledéksorban 50 eltemetett talajt lehet számba venni, amelyek a paleomágneses mérések szerint lényegében azonos időszak alatt - a Gauss/Matuyama határt (2.4 Ma) követően - képződtek.

Az időtényező mellett tehát a szubaerikus képződmények lito- és kronosztratigráfiai tagoltságát, a fellelhető őstalajok számát és genetikai típusát a mindenkori morfológiai helyzet ill. az egykori ősföldrajzi viszonyok változásai együttesen alakították ki.

PÉCSI, M.: QUATERNARY AND LOESS RESEARCH

(Summary)

Loess and its distribution

Definition and criteria of loess

The interpretation of the concept of loess — the origin of its characteristic features, the definition of the criteria of loess — has initiated a number of theories, explanations and debates during many decades of loess research. The reason why the loess problem, the differences in definitions, have survived to our days is the different approaches applied by various researchers in various places and at various times to define or describe loess. The most usual loess definitions are based upon its petrographic and genetic aspects.

It is not easy to provide a definition which satisfies all viewpoints since the loess concept is occasionally interpreted rather broadly, while on some geological maps (e.g., in the former Soviet Union) it is interpreted in a much narrower sense. In the literature loess is classed in various ways, some call it rock, others sediment or formation or system. One of the reasons for this is that the subaerial loams, clay loams and other deposits which constitute the mechanical texture of the loess are identified as loess or loess-like formations. Loess is a complicated system formed by biogenous and abiogenous processes. It differs from soils — in the opinion of KRIGER, I. (1986) — as it shows a much weaker biogenous influence.

The intention to distinguish between loess and loess-like deposits (which are only similar to loess in some of their individual parameters) exists, but the criteria suitable for making the distinction and the available methods for sedimentological analysis have not been applied widely and with equal emphasis.

As comprehensive criteria, the following are usually applied to define typical loess:

1. homogeneous, porous, slightly diagenetized, pale yellow deposit, its material is predominantly coarse silt (10 to 50 microns), which is relatively well sorted and is of 40-50 weight percentage;
2. besides the prevailing quartz grains (40-80 per cent; on the average 60-70 per cent), it contains feldspars, calcium, calcite and dolomite in lesser amounts;
3. the individual loess horizons are usually unstratified, but the loess sequence often contains intercalated paleosols or loam or sand beds;
4. the percentage of clay and sand (in weight 5-25 per cent) is of subordinate importance. Among clay minerals the illite or montmorillonite dominates, while in smaller amounts kaolinite, vermiculite and chlorite are also frequently present;
5. carbonate content is variable (ranging from 1 to 20 per cent), depending on environmental conditions; its role is great in cementing mineral grains and in old loess carbonaceous concretions are also characteristic;
6. loess grains are partly cemented and partly aggregated; void ratio is 45-55 per cent — loess is permeable to water;
7. under dry conditions, even steep loess walls are stable, the compression strength of loess is 1.5 kg per dm²; when saturated with water, easily collapses;

8. easily eroded by surface water-courses; liable to subcutaneous hollow formation;
9. remnants of terrestrial, mostly of cryophile fauna and flora are typical in the loess horizons;
10. the accumulation of the mineral material of loess mostly took place as a result of repeated transport and sorting by air but, due to the impact of rainwater runoff, snowmelt and other processes on the slope, small grains are moved further until they are stabilized by vegetation;

11. the accumulated grains are transformed into loess in some geographical environments (primarily in the zones of cold steppes, warm steppes and forested steppes) through a moderate diagenesis.

Regarding and summarizing the main criteria, true (typical) loess can be described as a loose deposit with coarse silt predominant in grain size, unstratified, porous, permeable, stable in steep walls, easily erodible by the effect of water, „structured light loam” of pale yellow colour due to finely dispersed limonite (iron-hydroxides), quartz as main mineral constituent (40-80 per cent), subordinate feldspar content, variable amounts of clay minerals (5-20 per cent), fine sand (5-25 per cent) and carbonates (1-20 per cent).

It is common that among the criteria of typical loess only eolian transport and accumulation are thought decisive, not only as far as the origin of the material is concerned but also for the development of the texture of loess. Another group of loess researchers emphasizes the significance of ecological conditions, bio-geochemical processes related to the vegetation and soil in the origin of the fabric of loess — factors which have already been underlined by RICHTHOFEN.

In addition to the prevailing light mineral fragments, subordinately heavy minerals (rare elements) also occur. Their associations with the clay minerals tell about their source areas, the geographical environment of loess formation.

Distribution of loess

Loess is one of the most extensive formations of Ice Age. It covers almost 10 per cent of the land surfaces in mantle form. Its distribution is bound to some geographical environments. It is particularly characteristic in semiarid, grass steppe and forest steppe, as well as forest zones of the temperate belt with the exception of land areas covered by ice-sheets during the last glaciation.

The varieties of loess and loess-like sediments developed in close association with the adequate geographical environment; they are able to adjust to the environment by partially changing their properties.

Loess horizons were most typically formed simultaneously with the major glaciation periods of the Pleistocene. Formations older than the Pleistocene glacials and showing the true properties of loess have not yet been identified.

In their largest extension loesses and loess-like deposits occur on plains, plateaus, pediments and major river basins (Loess Plateau of China, Siberian Loess Plateau, Fergana Basin, Russian Plain, Middle and Lower Danubian Basin, Middle Rhine Basin, Lower Seine region, Mississippi Basin and Columbia Plateau in North America and La Plata Basin in South America etc.).

Important isolated areas are common in Central Europe, along the middle reaches of the Vistula, Oder, Elbe, Main and their tributaries. Outside the present-day temperate belt, in the Mediterranean zone non-typical loess varieties developed with higher clay content or higher sand content and brownish-pink colour (such as in Kashmir, Pakistan, Iran, Israel, Tunis and New Zealand).

In the loess varieties formed under strong oceanic climatic influence in the temperate belt, the carbonate content is low or none. They are of slightly brown tint and their porosity is much lower than average, while clay contents are higher.

In the cold belt, along the Yukon river of Alaska, loess deposition is observed to continue to our days (PÉWÉ, T. 1968). Considerable actual dust accumulation is recorded on the Loess Plateau of China, in the basins of Central Asia, but soils are being formed today from the dust accumulating in these areas. A special loess variety, the 'yedoma' loess-ice complex, occurs in larger patches in North Siberia, in the permafrost tundra zone (KONISHCHEV, V.N. 1987; TOMIRDIARO, S.V. 1980).

Lithological properties of loess

The lithological properties of loess are largely controlled by the above discussed grain size distribution, mineral and chemical composition as well as the biogenic and abiogenic processes taking place during and after the accumulation of the mineral mass. The characteristic marks of loess are colour, fabric, carbonate content, cementation, aggregation and moisture content.

Colour

1. *Typical (true) loess* is mostly yellow, pale yellow or occasionally greyish yellow. In wet condition its colour on the Munsell scale is 2.5 Y 5/4-6/4-7/4-8/3. When dry its colour is usually lighter because, for example, when dry loess cliff is exposed to long sunshine the carbonates (and also salts) precipitate.

2. *Loess varieties* may be of brownish yellow, brown, brownish-light pink or slightly yellowish pink tint. Locally and in some horizons spots caused by manganese, iron and carbonate concretions and root remnants are visible. The loess or loess loam which have weathered either moderately or strongly are usually of darker colour than the typical loess. The colouring of loess is also influenced by various local factors.

Fabric of the loess adjoining of grains

Typical loess, more precisely the individual loess horizons, are characterized by the lack of stratification. The vertical profile of a loess sequence may comprise

loesses of different colour and grain size composition with intercalated buried soils, sand or, locally, layers other than loess. In this sense, the *loess sequence* is subdivided into stratigraphic units or groups, *series*, however, usually there are no sharp boundaries between layers. Erosional hiatuses are seldom visible to the naked eye.

The unstratified nature of loess means that the grains show no discernible orientation in the particular horizons. While in sedimentary rocks grains are arranged clearly in some direction, in a loess series no such regularity can be recognised.

An important property of the loess fabric is the *adhesion of grains* which is due to *cohesion* and *cementation*.

To the *cohesion of grains* surficial energy, hygroscopic water envelope and the surface tension of capillary pressure are contributing factors which are also influenced by grain structure, mineral composition, moisture content and porosity.

The *cementation of grains* is secured by a binding material which primarily is calcareous coating, i.e., calcareous contact cement around the grains and calcareous pore cement filling up the voids. Also, perhaps, there is some iron precipitation.

Porosity

Typical loess is characterized by *high porosity*. Its void ratio may amount to 45-60 per cent. The pores between solid particles are filled by air or water.

The void ratio is largely controlled by carbonate content. Void ratio in carbonate-free loess loam is low (cca 20 per cent). The porosity of young loess is generally higher than that of older loess.

Loesses with high void ratios — particularly in the case of water saturation — are more liable to collapsing and sagging than those of lower porosity.

Loess is susceptible to environmental changes. Its porosity decreases with the increase of precipitation and similarly with artificial irrigation. With reduced porosity, the tendency for collapsing diminishes or ceases.

The *moisture content of the loess* is usually 14-22 per cent and is of ephemeral nature. The amount of water or moisture contained is controlled zonally by environmental conditions. Moisture in loess profiles fluctuates seasonally at 1-3 m depth and at 10-15 m depth there is a 'dead horizon' (KRIGER, N.I. 1984). The change of moisture content within the loess profile is controlled by the variation of grain size and the degree of porosity, particularly on the boundaries of horizons with higher clay contents.

Aggregate content

Resulting from cementation and adhesion of the finest grains the fabric of loess is characterized by the presence of aggregates of mostly 10-50 microns in diameter. Whereas some investigators associate the formation of the aggregates partly with the deposition of grains, others explain it with diagenesis subsequent deposition. Still

others doubt the existence of aggregates in the loess, in spite of the fact that particles swell to 10-50 micron size because of CaCO_3 hydration. Moreover, the adhesion of clay minerals in loess also promotes aggregate formation.

Cyclical alternation of loess, sand and buried soils

In the deep loess profiles sand layers are repeatedly intercalated between the loesses and buried soils. L. ÁDÁM, S. MAROSI & J. SZILÁRD (1954) were the first to underline the significance of sand layers in stratigraphy. The debated issue is not only whether the sand is a fluvial, colluvial or eolian deposit, but also whether they are glacial, interglacial or interstadial formations.

The sand layers of different sphericity, transported by various processes, which occur in loess sequence may be eolian, fluvial or derasional (accumulated by transportation processes along slope) sands or redeposited sands.

In the sequences of some loess regions of special locality — particularly in mountain forelands and alluvial fans deposited into a basin — repeated alternations of *loess, sand and paleosols* were observed. In the Danube-Tisza Interfluvium, Carpathian Basin, down to 100-140 metres under lowland surface, boreholes revealed about 10 loess horizons subdivided by buried soils and sand layers intercalations. Loess formation is associated with the cold/dry climatic stages, sand accumulation with the drier stages of the interglacials and the weathering and loamification of buried soils and loess horizons with the more humid and warm stages of the interglacials. The 10 cycles of loess horizons correlate with the 10 consecutive glacial stages of the MILANKOVITCH & BACSÁK climatic calendar; the oldest loess horizon, for instance, corresponds to the Günz I glacial (BACSÁK, Gy. 1942; MIHÁLTZ, I. 1953).

On the *loess ridge along the Ob river*, Ya.E. SHAEVICH (1984, 1987) found 11 loess cycles in 100-150 m thick alluvial fan profiles and absolute dating shows a time span of 800,000-900,000 years.

The number and recurrence of the surveyed *loess, paleosol and sand* layers indicate that the verifiable number of cycles can vary in different loess exposures. In general, however, above the Brunhes-Matuyama boundary (0.73 Ma) 8-13 alternations of loess and paleosols — with several sand layers — are observed in the larger exposures (KUKLA, G.J. & LOŽEK, V. 1961).

Syngenetic and postgenetic alterations in loess

a) *One group of scientists* explains the properties of non-typical loesses with *different environmental conditions*. Loess formation primarily occurred during the Pleis-

tocene glacials in several geographical zones. The paleogeographical conditions in these zones varied either considerably or to a limited degree only. The 'superzone' of loess formation (VELICHKO, A.A. 1987; KRIGER, N.I. 1984) included the margins of deserts, grassed steppes, forest steppes, the zones of periglacial grassed tundra and forest tundra; in these environments various syngenetic varieties of loess could develop. In addition, local topography could also have caused major paleogeographic differences.

b) *Another group of researchers* holds the opinion that airborne dust accumulates over extensive regions as a rather uniform, well-sorted material. The differences in loess properties within regions should be explained mostly by *postgenetic alterations*. They assume all alterations to have taken place on the loess surface or in the loess body after the primary eolian deposition.

The so-called *loess derivatives*, or secondary loesses, are the ones that, on the one hand, were redeposited along the slopes by various loesses and then re-accumulated and became restabilized, on the other hand, the silts which were deposited by rivers and later acquired the properties of the loess. Postgenetic alterations are decalcification, loamification and soil formation on the loess. The resulting materials are often called (epi- or) postgenetic loess varieties.

The fundamental difference between the two explanations for the formation of loess varieties is that one group lays the main emphasis on material accumulation, while the other one on the variations of the geographical environment. The scientists proposing a decisive influence of the geographical environment also envisage postgenetic alterations including reworking.

In each individual case it is not easy to decide whether a given loess variety has been formed through syngenetic or postgenetic alterations. The loesses (loessy or loess-like deposits) which show clear evidence or at least plausible indication that their non-loessic properties have not been formed syngenetically during the process of loessification but at a later date may be called *altered loesses*. This concept, however, is quite often interpreted in different ways leading to many debates and misunderstandings in the genetic classification of loesses and loess-like sediments.

The various syngenetic loess varieties are described in detail at the section on loess classification (see Chapter 5.5). Here it is to be noted, however, that the *regional facies of loess*, such as *brown loess*, *infusion loess* or *glacial loam*, are not classed with the *true altered loesses*.

The loesses which are altered epigenetically in places during the breaks of loess diagenesis are classified into two groups:

1. One group comprises the *sensu stricto altered loesses* — loess loams, grey reductional loess horizons, rusty oxidational loess horizons, decalcified loesses, carbonate concretion zones and the old compact loesses. Their development is associated partly with groundwater flow and the infiltration of rainwater including the impact of their physico-chemical processes and partly with the compaction effect of the overlying layers. In most of the cases no climatic influence can be associated with these alterations.

2. The other group includes *loesses affected by soil formation* subsequent to the diagenesis of the loess. It is to be emphasized that *buried soils cannot always be interpreted as altered loesses*. During the interruptions of loess formation the slow accumulation of dust still continues and — under the changed paleoecological conditions — provides mineral mass for soil formation.

The loamification of loess was mostly induced by temperate oceanic climatic influence and it is common in loess sequences of the mountains.

In the deeper sections of loess profiles, mostly in older loesses, more compacted loesses with higher loam contents occur. Although these loesses have low carbonate content, still they are not entirely free from carbonates. They are of greyish-yellow or brownish-yellow colour. These horizons are subdivided by *carbonate concretion levels*. Below certain paleosols and locally above layers with higher clay content the leached carbonates precipitated as concretion levels or *limestone strata*.

The climatic evaluation of the formation of altered loesses is the most hypothetical aspect of the reconstruction of Pleistocene paleoenvironments.

Paleosols of more frequent occurrence

Most of the soils buried in loess developed during the interruptions of loess formation under different paleogeographic conditions. The alternation of loess and paleosol layers is regarded as an evidence for the cyclic recurrence of Pleistocene climatic changes. The identification of the genetic types of buried soils allow the reconstruction of the paleoenvironments during the periods of their formation and the detection of the trends of Pleistocene climatic changes.

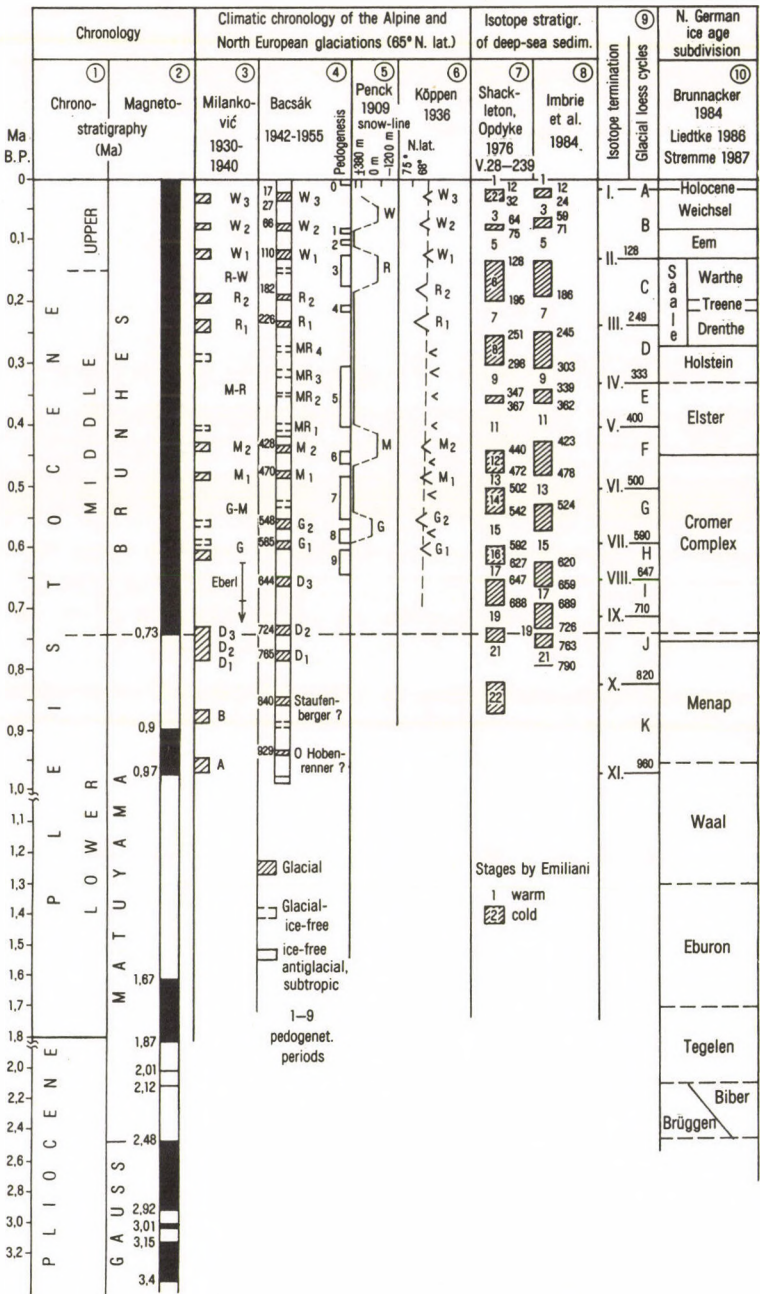
In the loess profiles of Central Eastern and Eastern Europe steppe and forest steppe soils are characteristic. They are also present in younger loesses where now forest soils are the zonal soils. In Western and Central Europe, mostly in the upper sections of the profiles dark humic soils and horizons of weaker humus accumulation are frequent. Old loesses are chiefly characterized by lessivée brown forest soils (*Table 1*).

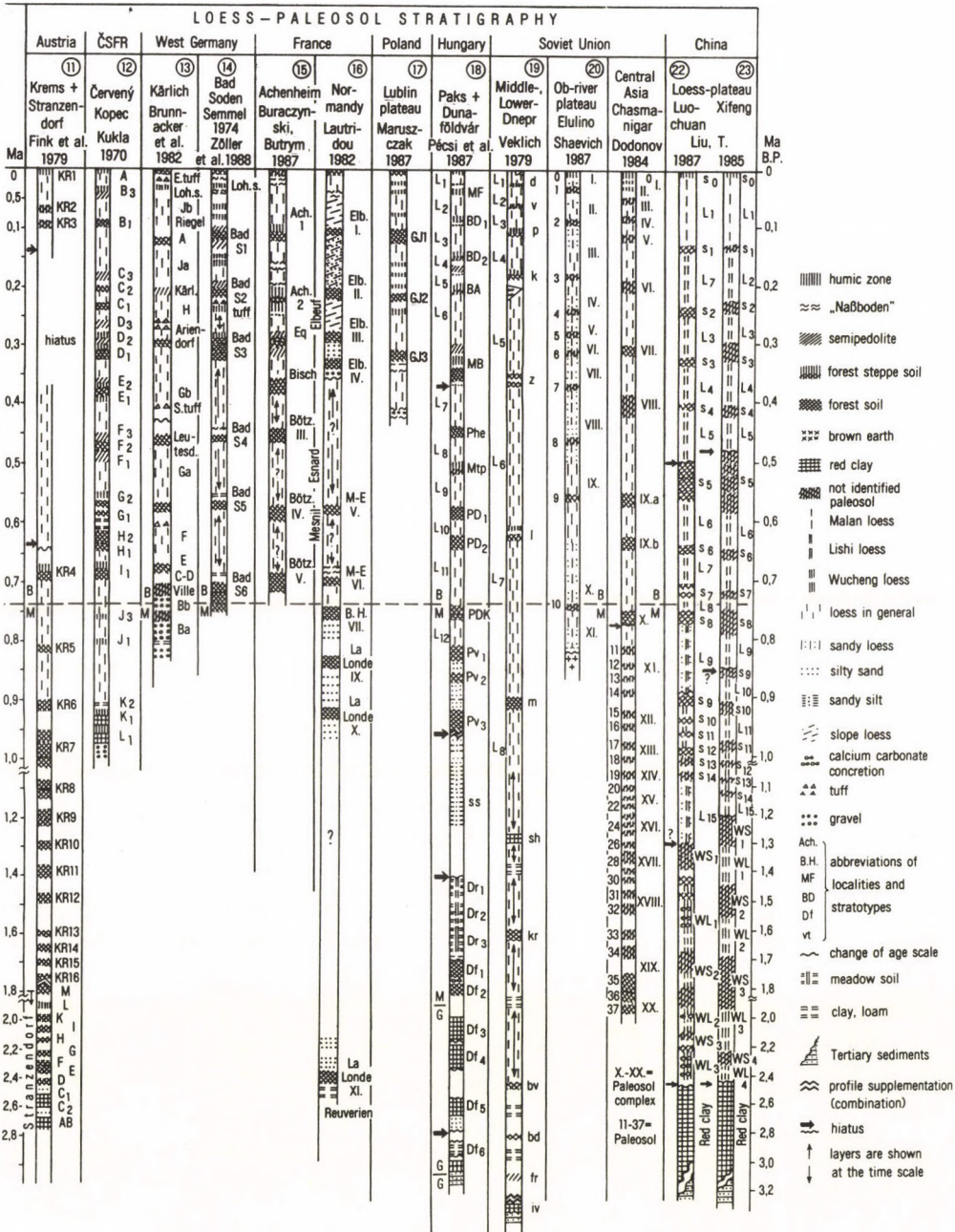
1. *Skeletal soils* and *weak humus accumulations* as *embryonic soils* are repeated in Upper Pleistocene loesses. They are often present as humus-carbonate soils or humic loesses. It seems probable that some humic horizons are remnants of arctic steppe or tundra soils which stopped to develop further at some stage. The time of their formation was rather short. Embryonic soils are not always autochthonous formations, they may also be solifluctional soil sediments.

2. *Steppe and forest steppe soils* are typical of the young loess profiles of the Eastern European Plain and the Middle and Lower Danubian Basin where buried chernozem-like soils recur several times.

In the loess profiles of the Black Sea region and in those along the Danube river in Yugoslavia and Bulgaria, the *chernozem-like soils* are occasionally replaced by a *pale*

Table 1. A possible correlation between the Pleistocene glacial chronology, deep-sea oxygen isotope stages





chestnut steppe soil. Both soil types contain carbonates (in some cases gypsum) and are rich in krotovinas.

Chernozem brown forest soils can usually be conceived as the forest steppe facies of the above steppe soils, but there are also indications that forest soils take on chernozem dynamics. Not all dark or black structured soils in the loess profiles can be identified as chernozem. Meadow and meadow-chernozem soils also occur, most commonly in the broad derasional valleys.

3. In the loess profiles of Central Europe well-developed *B horizons of forest soils* usually occur in old loesses and at the bottom of young loesses. Whereas *brown forest soils* occur in continental basins, the lessivé brown forest soils are to be found in regions with oceanic influence and in the more humid zones of mountain margins. It is not uncommon that a brown forest soil is directly overlain by a chernozem forming a single soil complex.

4. Besides brown forest soils or below them *ochre-red clay soil* and *reddish loam soils* (Braunlehme) may also occur in the lower horizons of old loesses. The development of red (clay) soils — during parts of the interglacials — is interpreted as a result of intensive mediterranean climatic influence (BRONGER, A. 1976; KUBIENA, W.L. 1964; PÉCSI, M. 1972, 1985; SIRENKO, N.A. 1984; SMOLIKOVA, L. 1984). This is supported by the high content of clay minerals, intense carbonate precipitation and the presence of large concretions in the soil layer.

5. *Hydromorphic soils* also occur in the loess profiles. They are primarily characteristic in loesses on lower terraces and in alluvial fans at the bottom of their profiles. The climatic evaluation of these soils is made difficult by their intrazonal nature linked with high groundwater table (meadow soils, floodplain soils).

Our observations indicate that, on the one hand, the formation of interglacial forest soils did not cover entirely the whole length of the interglacial. On the other hand, erosion gaps are not at all infrequent in loess profiles and in some cases it has to be taken into account that two soils directly above each other may be separated by a major hiatus.

In our experience, *older loesses almost never provide an uninterrupted sediment sequence*. There are also data to assume — for instance, in the case red soils directly overlying each other and in sequences of old loess-like deposits — that sequences of 'paleosol-erosion hiatus' also exist.

The danger of oversimplification arises when we ignore hiatuses in subaerial profiles which contain more than a dozen of loess-paleosol alternations.

Our long experience suggests that it is also an oversimplified approach if each brown forest soil or steppe-like paleosol in a loess profile is correlated with an interglacial or interstadial (*Fig. 65*).

Paleogeographical reconstruction of the loess, paleosol and sand sequence

Paleosols in loess did *not develop only* under warm and humid or warm and dry climate but occasionally under cold and humid conditions. Similarly, loess horizons are not merely products of one kind of cold periglacial climate. Depending on the type of loess various paleoenvironments can be reconstructed.

The *identification of the genetic types of paleosols*, cryophile and cryophobe phenomena allow the reconstruction of the paleoenvironments of their formation period and the detection of the trends of Pleistocene climatic changes. In Central Europe only fossil brown forest soils are believed to be interglacial forms, whereas steppe-like and humus-rich embryonic paleosols are assumed to have formed during interstadials or during the more humid substages of glacial periods.

This interpretation cannot even be applied within Europe because fewer paleosols occur in the young loess in the immediate vicinity of the continental ice sheet than in those parts of the periglacial zone lying at a greater distance. Similarly, loess profiles in some more humid regions or in watershed positions are less minutely subdivided by paleosols than those in some more arid areas and in subsiding basins.

The paleoecological significance of sand horizons, periglacial phenomena, gaps and buried dells intercalated in the loess-paleosol sequence is also open to interpretation. If the sand horizon is of wind-blown origin, it was most probably deposited during a (peri)glacial period, whereas those who claim it to be fluvial sand, would give it an interglacial origin. Horizons of fluvial sand in the loess mostly represent unconformities. In our experience, the older loess almost never provide an uninterrupted sequence.

In the subaerial sequence developed before the Jaramillo event paleosols predominate, which are mostly pink and reddish, red-brownish clayey-silty soils and the underlying red clays referring to subtropical semihumid climate of seasonal rainfall.

Usually, the paleosols overlie each other. It can be stated that the paleoecological conditions were generally unfavourable to help the accumulated mineral substance transform into loess.

Origin and classification of loess

A most common way of *classification* is by *grain size* when typical (true) loess and loess-like deposits (sandy loess, loess loam, clayey loess and loess derivatives) are identified. In the practice of engineering in soil mechanics, additional parameters (such as porosity, compressive strength and others) are also applied. In such investigations and classifications the main aspect is not the origin of the loess, but the assessment of its petrographic and mechanical properties (e.g., susceptibility to collapsing).

From the geological, stratigraphical, geomorphological and pedological viewpoints loess and loess-like deposits are often *classified by their origin*. This classification is usually combined with the parameters resulted from the analyses of grain size distribution and mineral composition. Recently, soil micromorphological and electron-microscopic analyses of grain shape and structure are spreading.

An important condition for the classification by origin is a sufficient knowledge about the circumstances of loess formation which have been debated in the details for more than a century. In the process of loess formation four groups of factors are predominant: conditions and locations of the formation of *grain shape* (1), *material transport* (2), *accumulation* of particles (3) and finally in situ weathering, i.e., the *diagenetic* processes (4). Even today there is a considerable disagreement about which one of the four groups of factors is the most definitive with respect to the formation and the classification of the numerous varieties of the loess.

The coarse dust fraction can be derived from mechanical weathering caused by frost action or insolation, from comminution caused by glacial ice, originated from till and outwash material and, finally, from fine textured fluvial and lacustrine deposits, or often from sandy deserts.

There are two major groups of explanations for the accumulation of the mineral material of loess. The first one is simpler, rather text-book like (a), while the other one is rather complicated and assumes multiple reworking (b).

a) The predominant grain size composition, transport and characteristic sorting of typical loess is explained in the simplest way by wind action. The arrangement of grains without orientation in the loess is also accounted for by the accumulation of dust settling from the atmosphere. The material accumulated from such an eolian transport is called 'primary loess' and it is also considered typical loess. If accumulation takes place due to other exogenous processes (sheet-wash, solifluction or fluvial action) or these processes cause redeposition and repeated deposition, the resulting material is called 'secondary loess' and mostly not included among typical loesses.

b) According to another group of explanations in the transport, sorting and *accumulation of loess and particularly of its varieties several other agents also took part*. The origin and mineral composition of loess grains and the percentage of heavy minerals indicate a not-too-distant source region for the silt (that is, the *non-exotic* origin of the loess) which was deposited *through double or multiple transport* from major catchment areas (RICHTHOFEN, F. 1882; SMALLEY, I.J. 1980).

For long there have been explanations of loess origin which regarded the *geographical environment a dominant condition* and emphasized its organic and inorganic processes over any group of transport and deposition factors (KRIGER, N.I. 1965, 1986; PÉCSI, M. 1974, 1987b).

Major theories of loess formation

Most of the almost hundred theories of loess origin are concerned with the transport, sorting and accumulation of the base material of loess. A smaller part of them deals with the complicated environmental-geochemical processes of loess formation. The heterogeneity of views is partly attributable to the differences in the properties of the studied loess regions and of loessic formations and partly to the variations in the methods, approaches and other circumstances of research.

1. In the first half of last century loess formation was held to be a flood-plain deposit from fluvial action. This theory was elaborated and supported by Ch. LYELL (1834) himself. Other explanations of loess, such as marine or lacustrine deposit, also occurred.

2. It was the French VIRLET d'AOUST (1857) who *first* advocated the *eolian origin of loess*. At that time, relying on his experience in Europe, even RICHTHOFEN regarded loess a fluvial deposit and only changed his view on the origin of loess after his journey to China. However, along with the action of wind in the accumulation of loess material, RICHTHOFEN always mentioned the role of wash from runoff and rainfall in his later works.

OBRUCHEV identified two types: 'warm' and 'cold' loess (OBRUCHEV, V.A. 1895, 1945). In the zone of 'warm' loess he assumes dust transported by winds from deserts and accumulated in wind shadow. The mineral material of 'cold loess' was also transported by winds from the marginal areas of one-time ice-sheets, out of till and fluvio-glacial deposits, to their present locations. There are both supporters and critics of this theory of cold periglacial and warm desert-margin loesses established by OBRUCHEV.

There is a long history of attempts to combine the fluvial theory with the eolian one. According to B. WILLIS (1907), the loess deposits of the Chinese Plain were accumulated by the Huanghe as fluvial silt during the summer period and they were reworked by wind in autumn and spring.

3. As early as the middle of the last century some held the opinion that *sheet-wash* played a predominant role in the accumulation of the mineral material of loess. After RICHTHOFEN this view was propagated most intensively by the Russian A.P. PAVLOV, (1889). His theory is grouped with the *deluvial explanations of loess origin*.

Over the slopes of hill and mountain regions the fine material deposited by wind was redeposited — in the opinion of several researchers — by solifluction, wash by meltwater and rainwater (or their joint effect — as covered under the collective name of *derasion* by PÉCSI, M. 1964, 1968). These kinds of loesses, mostly rhythmically stratified parallel to the slope, are considered to be of *eolian-nival* or *eolian-fluvionival origin*. Such loesses of filling dells or minor valleys, are sometimes called 'valley loess' (LÓCZY, L. sen. 1886, 1913). Collectively, these deluvial-colluvial loess types appear as *derasional loess* on the loess map of Europe (FINK, J. *et al.* 1977).

4. The theory about the *glacial-fluvioglacial origin of loess* also dates back to last century (LEVERETT, F. 1886; TUTKOVSKI, P.A. 1899). In this theory the fine debris

comminuted by glaciers or ice-sheets was accumulated by fluvio-glacial waters. Complementing this theory with the eolian and fluvial explanations of loess origin, some (SMALLEY, I.J. & VITA-FINZI, C. 1968) attempted to establish a complex explanation (see later too).

5. *Loess is a product of soil formation.*

L.S. BERG's (1916) theory is based on the fact that in most of the cases the traces of soil formation are recognizable in the loess, locally or by horizons, occasionally rather poorly, but elsewhere — as in the case of paleosols — more strikingly. He regards loess a periglacial dry steppe soil or a warm semiarid steppe soil respectively.

6. Several kinds of processes can accumulate the initial material of loess formation. According to M. PÉCSI (1967, 1974), various — eolian, derasional, fluvial, fluvio-glacial, eluvial and pedogenetic — processes, alternating in time and space, accumulated this material. In the process of loess formation zonal and partly local environmental factors and pedogenetic-geochemical processes were decisive.

7. Recently, the so-called *environmentalistic concept of loess formation* has been put forward. Its proponents emphasize *the role of the physical environment* instead of the circumstances of sediment accumulation. According to them, the properties of loess depend on the present-day and Pleistocene geographical environments (KRIGER, N.I. 1965, 1986; LOŽEK, V. 1968; PÉCSI, M. 1968, 1987a,b).

As an oversimplification, it is often stated in literature that the eolian theory of loess formation is hardly questioned by anyone nowadays. In reality, however, many major loess profiles appear to indicate that the mineral material was accumulated by different processes and it was affected by cyclically different paleogeographic influences. This has already been pointed out by many, including RICHTHOFEN.

Richthofen's model of loess formation

RICHTHOFEN's theory of loess origin does not only count with mere dust accumulation as it can be frequently read. Neither is it a simple confirmation of VIRLET d'AOUST's eolian theory, expressed in 1857, but is richer and more complex than that. RICHTHOFEN clearly described that, whereas dustfall does or may occur in any regions of the Earth, the dust is not converted everywhere into loess.

In fact, RICHTHOFEN identified three main agents responsible for loess formation: accumulating dust; sheet-wash by rainwater under steppe conditions and the soil-forming effect of steppe vegetation.

From the combined effects of these three factors some created the theory of eolian dust accumulation, others emphasized material accumulation by runoff, deluvial-colluvial processes, while still others pinpointed the exclusive role of eluvial soil formation. It can be stated RICHTHOFEN's complex approach to loess formation gave impetus to the elaboration of three other frequently applied theories based on eolian, deluvial-colluvial and soil forming processes.

The impact of RICHTHOFEN's complex concept on loess origin is demonstrated by the recent attempts which assume repeated redeposition of material (SMALLEY, I.J. & VITA-FINZI, C., 1968).

According to RICHTHOFEN's subaerial theory, the true loess was formed in two different climatic stages: first a continental dry climate was characteristic when material accumulated, in the second stage, however, precipitation increased and erosion dissected the surface into interfluvial regions leading to loess formation in the basins covered with steppe. Today it seems to be an overstatement to separate the above two stages in time and space so strictly although dry and wet spells undoubtedly alternated during loess formation. It should also be mentioned here that RICHTHOFEN neglected the alterations of loesses and paleosols within a single loess profile.

Attempts to explain the origin and the conditions of accumulation of quartz grains in loess

A recurring problem of the theories of loess formation is the origin of *quartz grains* of 10-50 micron size which make up the majority of loess material. Therefore, the fundamental question is how the huge amounts of quartz grains of silt size are produced.

Many hold the view that coarse silt is the final product of cryofracture and make efforts to find experimental evidence for it. They hold frost action under cold glacial climates responsible for the creation of silt in amounts large enough for loess formation.

Others emphasize that it was the glacial ice that comminuted rock detritus to grain size mentioned above and it was accumulated by meltwater in fluvio-glacial deposits.

Finally, quite a few scientists have the opinion that quartz grains of proper size can also be found in sufficient amounts in river load. Rivers transport loess fraction partly from the detritus comminuted in high mountain zones and deposit it over the flood-plain during floods. Some connect this process with the transport and accumulation of fluvio-glacial material.

The supporters of the soil formation theory explain the development of the grain size composition of the loess partly by mechanical weathering by frost action and partly by biochemical disintegration, i.e., by in situ processes. According to them, coarser grains are partly comminuted by frost and soil formation processes and partly clay particles coagulate, aggregate into grains falling into the loess fraction.

According to SMALLEY, in the first place glacial grinding produced quartz grains, which were further transported by eolian processes, deposited somewhere, but eventually spread over the surface predominantly by rivers.

Most of the Chinese loess researchers trace the origin of the loessic sediments of the Loess Plateau of China to the dust from the Inner Asian desert.

The concept that anticyclonal winds and rivers joined to transport the loess material

to the desert and on to the zones of desert margin and deposited it there is, in fact, one of the possible combinations of glacial and desert, ie. 'cold' and 'warm' loess theories.

SMALLEY & KRINSLEY (1978) denied that the example of loess origin in Israel provides sufficient evidence to derive the majority of silt size particles from desert dust. In their opinion, the amount of coarse quartz silt produced in sand deserts is insufficient to provide the source material of loess. Citing the example of the Tashkent loess, they emphasize that its quartz grains material eventually derives from the desert, but a large portion of particles came about during frost and glacial action and were transported to the deserts from high-mountain environments. Consequently, desert is only an intermediary stop in transport, but not the primary source of silt fraction. This concept was first set up by RICHTHOFEN.

SMALLEY (1980, 1986) assumed 9-10 stages to follow the route of silt to its depositional site. Major redeposition is carried out by rivers and wind through two- or multifold reworking.

Loess is not just the accumulation of dust

Loess is not simply dust carried and deposited by wind. Dust only becomes loess after the passage of a certain amount of time in a given geographical zone, i.e., only through diagenesis in certain ecological environments. To state that loess is of eolian origin is an oversimplification and an incorrect definition because an eolian origin applies only to the dust from which the loess has been formed.

We are aware of the fact that airborne dust cannot be transformed into loess in every geographical environment, but only under those conditions typical of semi-arid grassland or steppe or forested steppe. The process primarily occurs where the rate of dust accumulation exceeds sheet wash or weathering (soil formation) rates. If the rate of dust accumulation is less than that of surface erosion or of soil (biogenic) processes, the dust then develops into soil or, through intensive weathering and increased precipitation, into loam or clay.

Only part of the eolian dust transported and deposited in a zone suitable for loess formation remains there permanently and is transformed *in situ* into loess. Dust not affected by diagenesis is usually further transported by snowmelt or rainwash and is only transformed into loess after it has been redeposited. The loess itself, however, is easily erodible and its minerals are readily reworked and reaccumulated and, given the appropriate conditions, it readily undergoes diagenesis again.

We do not always have sufficient evidence to determine whether a given loess body is of primary or secondary origin. Traditionally, the mineral making up 'primary loess' have been regarded as originating in dust accumulated by eolian processes. 'Secondary loess' by contrast is different from typical loess in many ways and it is not unusual to

find various loess series in which superimposed dust fractions have been transformed into loess by different processes.

Recently we have observed that the origin of various types of loess is governed by differences in (litho)ecological conditions rather than by the way in the mineral material from which the loess is derived (dust) has been primarily accumulated. Loessification is therefore determined by environmental conditions.

Classification of loess and loess-like deposits on the loess map of Europe

As early as in the mid-sixties, the Commission on Loess of the International Union for Quaternary Research set the objective of surveying the loess types in Europe and representing them on a map of 1 to 2.5 million scale.

No uniform concept has ever been formed among European researchers on the classification of loess types and several names have been in use for formations of basically identical character.

Finally, the Commission on Loess inclined to accept the definition of loess as a formation of primarily eolian origin. In addition to loess as a main category, the other formations were grouped lithofacially as loess-like sediments.

The loess (i.e., the typical and/or primary-eolian loess) as the main category of mapping has also resulted from a compromise. In many thick loess mantles, particularly over hills and valley slopes, in addition to the younger and older loesses, there are varying amounts of sand and sandy or loamy loesses part of which are stratified, so-called secondary loesses, that were also transported along the slope. At certain places half of the strata in the exposures demonstrate such a lithological situation.

Under different relief and climatic conditions the loesses show different varieties which may have resulted from the considerable transformations over the period since its formation. In order to describe and classify these varieties, some members of the editorial board of the map (HAASE, RUSKE, LIEBEROTH and H. RICHTER) suggested the collective term of 'loess derivate' and the proposal was approved by the Board.

Eventually, the Board decided on distinguishing 14 mapping categories on the map of loess and loess-like deposits in Europe and, as supplementary categories, blown sand and cover sand were also included. Thus, the total number of the categories for mapping amounted to sixteen which are summarized below.

The typical loess itself was mapped according to the following three categories:

- (1) loess 5 m thickness, and above,
- (2) loess below 5 m thickness and
- (3) loess in discontinuous distribution.

For grain size composition the coarse silt (20-60 microns or 10-50 microns, respectively) is predominant. The typical loess is usually unstratified, calcareous, has a

capillary structure and when dry, its colour is yellow or brownish yellow (10 YR 6-7/3-4 and partly 2.5). Synonymous denominations are typical loess, eolian loess and primary loess.

(4) *Derasional loess* has a grain size composition similar to that of the typical loess (20-60 or 10-50 microns) and this coarse silt fraction makes up about 50 per cent of its total volume. As a result of solifluction and slope wash, this loess type shows a weak stratification. It is also calcareous, porous with capillary structure and its colour is yellow or yellowish brown (10 YR 6-7/3-4). Synonyms are slope loess, finely stratified loess, valley loess, etc.

This loess type was studied in most detail in Hungary, in the loesses of the Transdanubian Hills. This loess was redeposited by weak slope wash, solifluction and other slow mass movements along the slope. For these processes PÉCSI (1966, 1967a) suggested the collective term of *derasion*. On some sloping surfaces or in derasional valleys (dells) this type of loess can be mapped as an independent formation.

(5) *Clayey loess*:

In its grain size composition the fraction of 20-60 or 10-50 microns is prevalent, but it also contains 25-30 weight per cent of clay; mostly unstratified, medium porous, calcareous and capillary in structure; its colour resembles to loess or perhaps somewhat darker.

(6) *Sandy loess*:

In its grain size distribution 40-50 per cent is made up by coarse silt; however, and it also contains about 20-30 per cent of medium and fine-grain sand. For a certain type within this category the grain size distribution curve shows two peaks. Similarly, there exist sandy loesses having a mixture of coarse silt, fine sand and coarse sand with a single peak on the curve of the grain size distribution. This type of loess is mostly unstratified, calcareous, always more coarsely porous than the typical loess and has a similar colour. Varieties are sandy loess and loessy sand.

Brown loess:

(7) 5 m or thicker,

(8) thinner than 5 m,

(9) in discontinuous distribution.

This category is characterized by the predominance of coarse silt in grain size composition, its clay fraction below 2 microns is more abundant than in the typical loess; it is lime-free, with poor capillarity, colour is brown and in dry state brownish yellow (10 YR 6-7/4-8).

It is mostly of laminated structure. Varieties are loess loam, deluvial loess, slope loess, brown earth, limon à doublets, suglinok.

Loess derivate:

(10) in continuous distribution,

(11) in discontinuous distribution.

This is a collective name for those kinds of — mostly primary — loesses which were subjected to subsequent weathering and soil formation and suffered alterations. More clayey than loess, mostly lime-free or partly calcareous due to secondary calcification processes, compact or stratified, its structure is often prismatic or blocky, its colour is brownish, usually darker than loess, generally strongly spotted. Varieties are loess loam (Staublehm, Decklehm), gley loess, partly suglinok (in the Russian Plain), loess-like deposit (FINK, J. 1976; FINK, J. *et al.* 1977).

On the loess map of Europe this loess variety is interpreted, first of all, as an *in situ* (autochthonous) altered loess evolved under various paleogeographical conditions and processes. In my opinion, however, the loess derivate mapped for this category may occasionally be a syngenetic loess variety which never was loess since the conditions in the given site did not favour loess formation.

Loess derivate with detritus:

(12) in continuous distribution,

(13) in discontinuous distribution.

Grain size composition is variable, coarse silt fraction is present in 30-40 per cent, besides it sand, clay and sporadic coarse detritus are also typical, locally appearing in repeated thin layers.

This category comprises redeposited loess derivatives with intermingled coarse detritus. Carbonate content is variable, locally lime-free, compact and stratified. This sediment is of darker tone than brown loess. Varieties are cryoturbational loess, solifluctional loess, mountain loess, detritic loess.

In my experience, detritic loess derivatives do not only include the redeposited variety of loess derivatives, but other kinds of transported loesses, intermingled with soil, sand or rock detritus can also be grouped with this category. Such loess derivatives may occur independently or as individual or repeated horizons in a loess sequence. For this reason, occasionally, detritic loess derivatives are also included in the loess sequence or among loessy deposits (redeposited loess and soil).

(14) *Loess-like flood-plain deposit:*

Sediment predominantly containing coarse silt with fine sand and clay content. In grain size composition 10-50 microns is the prevailing fraction, stratified or unstratified, occasionally more compact than loess, calcareous, with lower void ratio than loess and structure similar to loess. Close to groundwater table it has greyish yellow colour and spots. Synonyms are alluvial loess, infusion loess, lowland loess, bara loess (in Yugoslavia), baragan loess (in Romania).

It is wide-spread in the Middle Danubian Basin (the low plains of Hungary and Yugoslavia), but also common in the Lower Danubian Basin (in Romania). Radiocarbon age is 16 to 22,000 years (PÉCSI, M. *et al.* 1979a). It also occurs on the lower terrace of the Viennese Basin (Prater terrace) in smaller thickness (1 m) than in the Carpathian Basin, where it locally attains thicknesses to 2-4 m.

(15, 16) *Blown sand and cover sand:*

Grain size usually falls between 200 and 500 microns; unstructured deposit, which mostly builds up dunes or locally thin sand veneers.

Almost a hundred researchers contributed to the preparation of the loess map of Europe. Using the standard legend a sample map for Hungary was completed (PÉCSI, M. 1982, *Fig. 82*).

Loess chronology

Ice Age Calendar by Milankovitch, M. and the $^{16/18}\text{O}$ isotope stratigraphic time scale.

During the last two centuries various theories have been set up to explain Quaternary glaciations and their cyclical recurrence. First ADHEMAR and CROLL assumed that the temporal changes in the elements of the Earth's orbit — in some combination, through indirect effects — influence climatic changes and the occurrence of glaciations on the Earth. Their calculations and conclusions, however, proved to be wrong in practice.

MILANKOVITCH calculated his radiation curve from the changing values of three parameters of the Earth's orbit — excentricity, precession and tilting of the axis of rotation. He based his theory on KÖPPEN's principle, i.e., the reason for or condition to glaciations is primarily the occurrence of cool summers and mild winters with high precipitation for a long period of time.

Over the past 600,000 years the 'cold' peaks of MILANKOVITCH's (1941) radiation curve rose above 'KÖPPEN's threshold value' on nine occasions, i.e., he provided a potential chronology for nine glacial periods with the precision of the calendar. He associated the last three glaciations (25,000, 72,000 and 115,000 years B.P.) with PENCK's *Würm* glaciation. The six earlier radiation minima were made to correlate with the *Riss*, *Mindel* and *Günz* glaciations (*Table 1*).

Apparently, there showed some discrepancy between A. PENCK's ice age chronology and MILANKOVITCH's nine glaciations. PENCK doubted the validity of the ice age calendar set up by MILANKOVITCH and held the opinion that if the changes of the Earth's orbit were responsible for glaciations, then glaciations must have occurred also in the Tertiary and even before, since the changes in orbit parameters had probably been similar.

In defence of MILANKOVITCH and to dissolve the doubts of PENCK, the climatologist BACSÁK Gy. (1940, 1942, 1955) pointed out the existence of glacial oscillations during the Pliocene, but these radiation minima did not fall below KÖPPEN's threshold value.

Later it was BACSÁK who found that the climate of interglacials was not uniformly warm and even minor glaciations occurred in some of the interglacials. At the

same time, he emphasized that the beginning of the formation of the individual ice-sheet is delayed some thousand years from the start of the radiation minimum (the so-called glacial cooling). Similarly the decay of the ice-sheet is also shifted some thousand years from the beginning of warm oscillations (*Table 31*).

BACSÁK not only confirmed the MILANKOVITCH theory on Quaternary glaciation, but also developed it further, mostly supplementing its inadequately explained elements. The glacial and ice-free periods at BACSÁK do not simply reflect the alternation of warm and cold intervals, but actually, the alternation of four climatic types. Recently, BARISS, M. (1989) pointed out that, instead of four, there were only two basic climate types; each of these can be strong or moderate.

There have been altogether 85 alternations of BACSÁK's climatic types over the last 600,000 years. He also detected these changes back to one million years using the PILGRIM table. During minor interglacials he found the alternations of four or five climatic types, while during the Mindel-Riss interglacial 29 units (*Table 31*) are included in his calendar of climatic history.

It should be kept in mind that, frequently, even within the framework of the orbit elements as causative factors for glaciations, the effects of certain terrestrial factors should also be taken into consideration.

The MILANKOVITCH theory on the causes and absolute dating of glaciations was at first only accepted and defended by climatologists (KÖPPEN, V. & WEGENER, A. 1924; BACSÁK, Gy. 1940, 1942). Astronomers criticized it and geologists only applied it sporadically for the subdivision of glacial deposits. Until the 1950s the chronological framework of the theory, defended and further elaborated by BACSÁK, was primarily applied in Quaternary research for correlations between members of loess-paleosol sequences and glacial or interglacial stages (SCHERF, E. 1936; BULLA, B. 1938; ÁDÁM. L. *et al.* 1954; KRIVÁN, P. 1953, 1955; MIHÁLTZ, I. 1953).

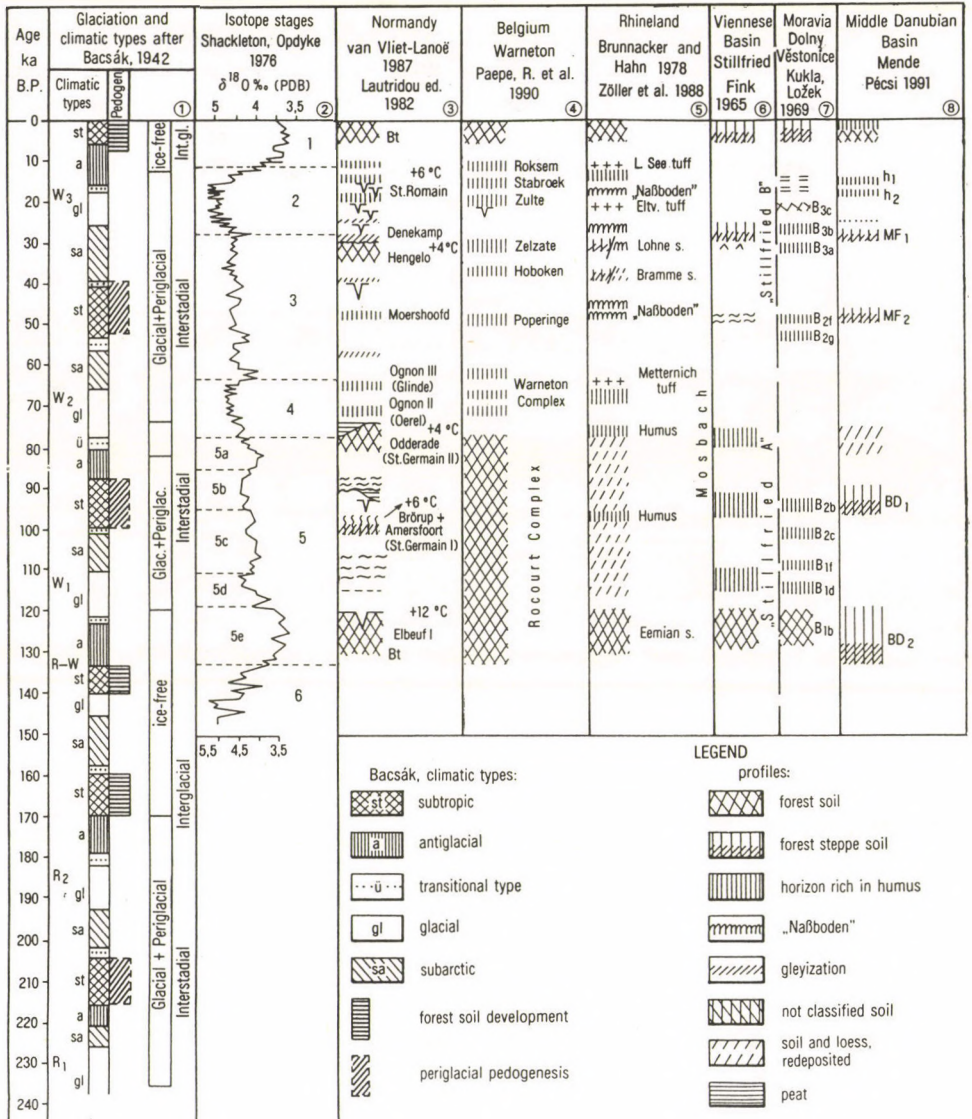
Since the mid-fifties the MILANKOVITCH—BACSÁK subdivisions of glacials was overshadowed by absolute dating methods such as radiocarbon, then by the paleomagnetic technique, deep-sea isotopic stratigraphy, foraminifer stratigraphy and other techniques. During the numerous research projects more and more data have accumulated to indicate that glaciations or cold climatic stages date back to much older times than 600,000 years (to ca. two or three million years). For some time these observations seemed to be contrary to the astronomical theory.

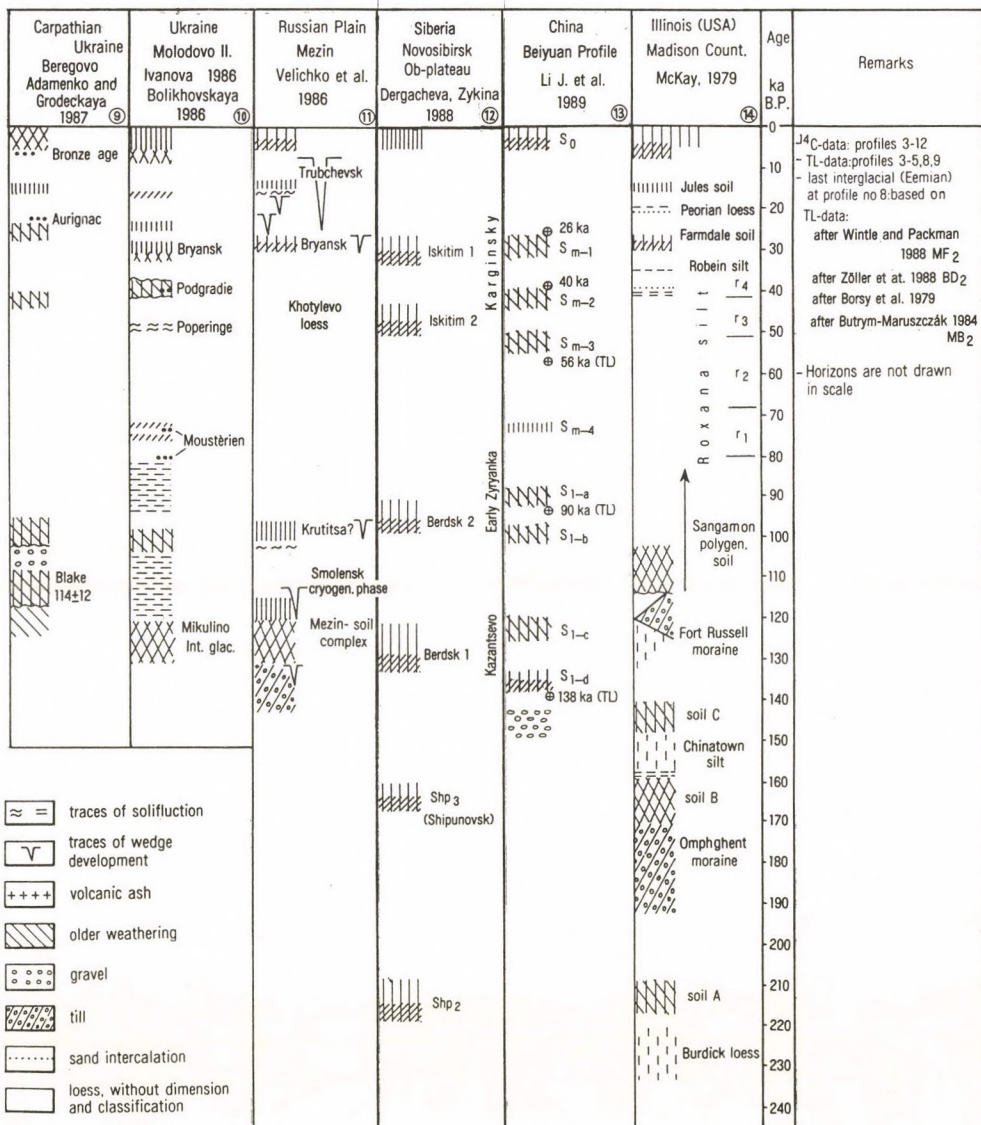
In their papers EMILIANI, C. (1966), HAYS, J.D. *et al.* (1976) — on the basis of isotopic and spectral analytical investigations of deep-sea boreholes — supported the MILANKOVITCH theory.

Thus, the alternations of Pleistocene glaciations and warm stages were primarily caused by changes in the excentricity, precession and rotation axis tilting of the Earth's orbit.

Naturally, Quaternary scientists have also been interested in what the oldest date is when the impact of a Pleistocene glaciation can be detected in terrestrial sediments.

Table 31. A tentative correlation of last glacial loess profiles





Sedimentary sequences deposited over longer periods of time can be best studied in deep loess profiles, where numerous loess horizons are intercalated by paleosols.

The cyclical alternation of loess and paleosols have long been explained by cyclical climatic changes. It seemed obvious that the climatic history revealed from deep-sea boreholes should be compared with loess profiles (KUKLA, G.J. 1970).

The detailed analyses of the lithological and paleogeographical properties of loess sequences and their chronological correlation with deep-sea sediments gave a new impetus to loess and Quaternary research. At the same time, the intensive utilization and protection of loess regions called for more loess research of practical purpose.

Correlation of loess and deep-sea sediments

Since the early seventies, for the purpose of loess chronology, KUKLA, G.J. (1970, 1975, 1977) used, as a 'backbone' of Pleistocene chronology (*column 9 in Table 1*), the isotopic stages of the oxygen isotope stratigraphy developed by EMILIANI (1966) (EMILIANI, C. 1966; SHACKLETON, N.J. & OPDYKE, N.D. 1976; IMBRIE, J. *et al.* 1984) as well as the *termination cycles* calculated by BROECKER, W.S. & VAN DONK, J. (1970). Thus KUKLA placed loess chronology into an exact scheme, similar to the one provided by the MILANKOVITCH—BACSÁK climatic calendar four decades ago.

The *intervals* of the individual *terminations* (ca. 100,000 years) might correspond to the amplitudinal changes of MILANKOVITCH's *radiation curve*, although not exactly with the same limits.

In KUKLA's (1970) opinion climatic changes can be reconstructed more precisely and in more detail from the terrestrial sequences of the Krems loess profile (Austria) and the Brno section (Czecho-Slovakia) than from deep-sea cores. He envisages a close parallelism between the chronology of the loess sequence and that of the deep-sea sediment sequence. In both sequences the location of the B/M boundary (0.73 Ma) can be well established and the cyclicity is similar too. The number of glacial and interglacial formations is seven for each of both sequences. In the deep-sea cores the termination limits occur at about one hundred thousand year intervals where, in each case, a glacial thermal minimum suddenly turns into an interglacial thermal maximum. This phenomenon is apparent on the isotopic stratigraphic curves of deep-sea cores as an abrupt change from maximum to minimum.

According to KUKLA, a cycle is matched by one loess horizon and three subsequent paleosols. (This is valid at least for cycles B and C.) *He believes that mollusc associations in Central European loesses changed almost parallel with Caribbean foraminifer species.*

Brno really lies in a characteristic geographical setting. During glaciations it was located in a narrow periglacial corridor between the Alpine glaciers and the Scandinavian ice-sheet. This narrow geographical zone was highly susceptible to any climatic change. The only problem would be the assumption of a continuous stratigraphic sequence because on a terraced slope it would almost be a miracle for all the layers to be preserved.

KUKLA has attempted to correlate the loess cycles with the Alpine and North-European glacial cycles. Whereas there seems to be a clear correlation between the last glacial event and loess cycle B, the correspondence between Riss, Mindel and older glaciations and loess cycles C, D, E, F etc. is, in many instances, only hypothetical. The correlation between loess cycles and the isotopic stages of deep-sea deposits is not a simple task either.

In the various deep-sea cores some researchers identified eight cycles until the B/M boundary (EMILIANI, C. 1967), while others, as W.S. BROECKER & J. VAN DONK (1970) mark nine terminations. Therefore, KUKLA, G.J. (1970) warns that great caution is required if correlations are based on the rate of sedimentation.

KUKLA assumes that continental and marine sediment sequences result from the same climatic changes. He has compared the paleogeographic changes during EMILIANI's isotopic stages 1-5 with the changes in the loess cycle B. In his opinion, the number of oscillations is equal in both. He concludes that the impact of climatic changes is similar in both continental and marine sediments. This concept is a feasible working hypothesis, however, since some of the coincidences can be apparent (instead of real ones), further verification is needed.

If we compare the time intervals of glaciations in the MILANKOVITCH and BACSÁK climatic calendar (columns 3 and 4 in *Table 1*) with the calculated limits of either the isotopic stratigraphy terminations or those of KUKLA's loess cycles (column 9 in *Table 1*), it appears that the individual glaciations are not equally well developed, such as between 240 and 400 ka. Particularly during this time interval, but also earlier, there were periods either without a continental ice-sheet or with a poorly developed one. In other cases the ice-sheet survived the warm spell following the glaciation.

Some problems concerning the comparison of $\delta^{18}\text{O}$ isotopic stages and loess stratigraphy

Although the method of loess chronology based on the oxygen isotopic stratigraphy of deep-sea sediments seems to be an essentially correct one, today it has the following discrepancies:

1. The precise dating of oxygen isotopic stages is problematic in many instances.
2. The boundaries and durations of terminations from the older stages (14-16) can be remarkably different.
3. In the sediments of the North-Atlantic ocean the foraminifer group *Globigerina menardii*, indicating cold environment, is not present in the layers older than the isotopic stage 16 (ca. 570 ka). It is significant that the cold peaks in stages older than the Jaramillo event (0.9 Ma) are remarkably weaker in their developments than in the case of stage 14 and the younger.

4. Downwards from stage 17 and particularly from stage 24 the fluctuations of the oxygen isotopic curve, that is, the amplitudes of crenulations are becoming gradually weaker and their potential to provide information is reduced.

5. The concept that the major 'cold' peaks of the oxygen isotopic curves and their secondary minor peaks reflect the oscillation of global ice-sheet (IMBRIE, J. *et al.* 1984; SHACKLETON, N.J. & OPDYKE, N.D. 1973, 1976; BROECKER, W.S. & VAN DONK, J. 1970) will probably receive further supporting evidence in the future. Concerning the isotopic peaks which indicate the volume of ice, two considerations seem to be appropriate:

a) From a physical-meteorological viewpoint, the atmosphere is more susceptible to changes in the amount of radiation received by the Earth than ocean water. This may also apply to the changes of the volumes of ice-sheets.

b) If the ice-sheet did not reach beyond latitude 68° , though it can still be considered a large one, it did not cause a 'glacial' phase (MILANKOVITCH, M. 1930; BACSÁK, Gy. 1942; KÖPPEN, W. & WEGENER, A. 1924). When on this latitude the radiation did not reach the threshold value of KÖPPEN no 'true glaciation' could develop. The shift of climatic zones was only moderate on the Earth and glaciation was restricted to high mountains and polar ice-caps. The oxygen isotopic curve verifies this for marine sediments, but in the continental zones the conditions for soil and sediment formation differed from those when ice-sheets extended south of latitude 68° .

6. At any rate although the application of oxygen isotopic stratigraphy appears to be a useful technique in the chronostratigraphy of subaerial loess, further data and comparisons are still needed, particularly in the case of older stages and loess cycles. Such comparisons are also to be made with MILANKOVITCH's climatic curve and with the sequence of climatic types calculated by BACSÁK, as well as with the absolute chronology in the climatic calendar (columns 3, 4 and 9 in *Table 1*).

7. The identification of the age and duration of the individual stages in oxygen isotopic stratigraphy through interpolation is only possible if one relies on some 'fixed' data (such as the B/M boundary, the Barbados coral at 120 ka) and the estimated rate of sedimentation. It is well known that there is also uncertainty in identifying these data as well as in delimiting the stages of deep-sea cores (KUKLA, G.J. 1977; RUDDIMAN, W.F. *et al.* 1986). Cumulative error for the older stages may exceed the duration of a whole stage or even of a termination period.

8. In the comparison of loess and paleosol sequences with deep-sea isotopic stratigraphy one should also consider the fact that erosional hiatuses are more frequent and extensive in the continental sequences.

Even for profiles located not far from each other it is a common phenomenon to have different numbers of loess horizons and paleosols in the profiles compared. Thus, for instance, in the profile of the Paks brickyard there is considerable variation within a 100 m distance. It is a general situation that the number and spatial position of loess and paleosol horizons are not identical even within the same loess region.

Other problems in loess chronology

Paleomagnetic investigations are mostly only able to provide a safe date for the Brunhes-Matuyama boundary (0.73 Ma). Anomalies or events (Blake 0.127 Ma) in young loesses or polarity changes expected in the bottom horizons of old loess are only recognized very seldom or through very circumspective analysis. Therefore, the determination of the B/M boundary provides very important information for the entire loess chronology.

1. Field observations do not always provide satisfactory means to decide whether a single loess pocket developed *in situ* or was redeposited. In the actual cases it is also difficult to say whether a given paleosol is a redeposited one. Neither is it clear whether neighbouring pairs of paleosols (double paleosol or soil complex) formed in the same interglacial or interstadial and only separated by a small amount of intercalated and redeposited loess or there is a major sedimentation gap between the two paleosols. In the latter case the two paleosols represent two different interglacials.

2. Views exist that the *radiocarbon* dating of *charcoal* found in loess is only reliable for the last 30-40 ka.

3. For the time being, there is much debate about the various thermoluminescence dating techniques. The TL datings of the same loess pocket may be rather different if different methods are applied and one laboratory may produce data twice as old as the other one. Every TL laboratory naturally believes in the reliability of their own data. TL datings based on insufficient random sampling are not convincing and the analysis of complete profiles is necessary.

Subdivisions of young loess

The role of loess profiles in the subdivision of the last glacial

In loess sequences multiple changes of paleoecological conditions (organic life, physico-chemical processes) can be detected for longer periods. The best opportunity to study paleoclimatic and paleoecological changes is provided by the loess sequence from the last interglacial period which can be investigated through almost complete profiles in many places. It has to be noted here that loess formation has not been continuous in every loess region over the last glacial period (ca. 117-10 ka B.P.). In some geographical zones the loesses were formed only during the maximum (24-12 ka B.P.) and late stages of the last glaciation. During last glaciation loess formation was interrupted, and in some subzones or regions the evidence of soil formation, or traces of it, can be found.

The last interglacial soil can only be dated now — on a global scale — by indirect methods. Significant paleomagnetic data and reliable TL datings are few. There are difficulties with the precise absolute dating of loess and paleosols developed in the first half of the last glaciation. There may be differences in the number and types of loesses and paleosols in young loess profiles between different regions and, therefore, their correlation can only be approximative (*Table 31*).

Paleogeographic reconstruction for last glaciation based on loess profiles

During the last glacial event in Central and Eastern Europe (columns 3-8 in *Table 31*) four to six loess layers and four to seven intercalated humic loess, humic steppe soil and locally peaty tundra soil occur, while in Eastern Europe and Siberia the number of loess and paleosol units seems to be smaller. The young loesses of the Great Plains along the Mississippi are less subdivided than those in Central Europe (*Table 31*).

It was found that the cyclical changes of deep-sea oxygen isotope stages ('warm-cold') are closely correlated with the MILANKOVITCH theory, i.e., the cyclical alterations of radiation (BERGER, A. *et al.* 1984). Over the last 130 ka the oxygen isotopic stages and substages mark altogether 12 warm-cold climatic periods of various duration in the deep-sea cores.

In MILANKOVITCH's (1941) calculations the geographical zones of the Northern Hemisphere are more directly affected by the fluctuations of solar radiation. According to BACSÁK's calculations, the climate types changed 18 times during the last 130 ka. They include four relatively short transitional types, which are probably not reflected in the loess sequences. In some young loess profiles studied in detail the number of lithostratigraphical units pointing to warm and cold phases reaches or even surpasses the number of climate type changes established by BACSÁK (*Table 31*).

Based upon the data of M. MILANKOVITCH (1930), M. BARISS recently (1991) reinterpreted BACSÁK's (1940) four climate types. As mentioned above, BARISS suggested two basic climate types: oceanic or continental, each of them can be strong or moderate. On BARISS' curve at the 55° N latitude a moderately continental type of climate occurred in the period of 65 to 28 ka B.P. during which summers were moderately warmer and winters moderately colder than those of today ($\pm 1^{\circ}$ - 2° C range). Apart from this particular time period, BARISS' curve seems to indicate a sort of 'transitional' climatic situation at about every 10-20 ka where a continental climate type changes into an oceanic type, or vice versa, when the summers and winters had about the same temperatures as those of the present. Around these transitional phases minor erosional hiatuses are observed in the loess profiles. Their further investigation and inventory appear to be necessary.

1. For the identification of the *duration* and subdivisions of *last glacial cycle* numerous attempts have been made. Although the different time-scales are recently being

young loess-paleosol sequences, the difference of time-scales, eg. between the $\delta^{18}\text{O}$ isotope stages (2-5) and the glaciated and ice-free stages by MILANKOVITCH, is evident. The most important discrepancy is found in the time-span of last interglacial (R/W or 5e) and its place on the time-scale.

On the MILANKOVITCH and BACSÁK time-scale R/W interglacial can be placed in the interval between ca. 140 to 120 ka B.P.,¹ while the stage 5e is dated 128 to 116 ka B.P. (Table 31). The two time-scales, frequently applied for loess-paleosol stratigraphy indicates a shift of ca. 20 ka for the date of last interglacial. If the longer interval is assumed for R/W interglacial, the formation of polygenetic soils is more easily interpretable.

The difference between the duration and position on time-scales of oxygen isotope stages 2 and 4 and stadials W_2 and W_3 does not seem to be more than 5,000 years. The prolonged interstadial (66 to 26 ka B.P.) between two glaciated stages allowed sufficient time for the formation of double or storeyed soils, the younger of which (29 to 25 ka B.P.) is of almost world-wide distribution.

The most widespread and thickest young loess layers date to stadial W_3 (i.e., oxygen isotope stage 2), between 24 and 12 ka B.P. Under the prevailing glacial climate of this period cool-humid and cold-dry spells alternated. Until the beginning of the Holocene only poorly-developed humous arctic soils (2-3) formed in the periglacial loess zone.

2. *The paleoclimatic reconstruction of last glacial cycle* is hindered by variation between key sections (differing numbers of paleosol layers and loess horizons, paleocataena variation and hiatuses). Therefore, either a general reconstruction can only be given or it has to be based on a particular loess-paleosol profile which includes most of the stratigraphic units present in key sections.

In each case a fundamental task is to identify last interglacial soil. Because of the few and uncertain absolute datings, this is only possible even now through the use of comprehensive, indirect approaches.

With some restrictions we assume that in the selected type localities (Table 31) last interglacial soil is identified.² With this in mind, the general statement can be made that in most of the key profiles between the last interglacial and the recent soils there are 5 or 6 (two or three poorly-developed) paleosols and 5 to 7 loess or sandy loess horizons. In the layers mentioned and between them — especially in the former periglacial zone — severe cold climate is indicated by *permafrost pseudomorphs* in 3 to 5 levels (Table 31 — columns 3, 4 and 11).

¹ The isotope temperature curve for the Vostok station shows strong warming in a very similar period.

² In the opinion of some of the researchers, the last interglacial soil formed over a longer time span of warmer and moister climate and it is better developed than the present-day surface soils or other paleosols in young loess (FINK, J. 1974; GERASIMOV, I.P. 1973). The statement that last interglacial soil is of the same nature than the recent soil in the given locality (BRONGER & HEINKELE 1989) is an oversimplification of reality or founded on a misinterpretation of nomenclature.

In addition, in some loess regions (such as in Eastern Central Europe, North America, Columbia Plateau and the Tashkent loess in Central Asia) *buried dells* in two or three levels are observed in the last glacial loess. Dell development could take place in cool-moist climatic spells, simultaneous with the formation of embryonic soils.

The number of climatic phases which can be reconstructed from the mentioned loess-paleosol sequence and the enclosed phenomena (dells, cryoturbations, solifluction and erosion) of climate-indicating role is 16 to 20. These can be interpreted as there happened at least 16 to 20 changes in the climatic conditions necessary for the development of the mentioned layers and phenomena over the time span when the young loess-paleosol sequence came about (130 to 10 ka B.P.). These climatic phases of 2 to 10 ka duration³ are partly composed of climatic oscillations of shorter duration and partly formed higher-rank cycles of 20 to 40 ka length; on three occasions stadial and interstadial and on one occasion interglacial paleoenvironments recurred, excluding the Holocene.

3. The sequence of some loess profiles may be *quasi-complete*, embracing a sequence from last interglacial to our days. Still, according to their paleoenvironmental positions, they show variation of various scale in their sequences. For an approximative reconstruction of climatic changes — in our opinion — a particular sequence of a loess region has to be investigated, paying due attention to results obtained from similar profiles in the area under study (Fig. 106, PÉCSI, M. 1992).

4. Within some loess regions young loess mantles may occur which formed exclusively during last stadial, W₃ (26 to 12 ka B.P.). In such loesses — which can attain thicknesses up to 4-10 m — only embryonic soils, two or three humic loess horizons, cryoturbational phenomena and dells filled by sandy loess occur (MAROSI, S. & SZILÁRD, J. 1988; PÉCSI, M. 1982).

5. *It may not be accidental that the number of loess-soil-sand layers formed during the last glacial cycle is close to or identical with BACSÁK's climatic type varieties or the possible repetitions of KUKLA's phases.* From the analysis of young loess sequences in the profiles of Western and Central Europe it can be assumed that during a single climatic or a sedimentation phase only one (or rarely two) stratigraphic unit formed. Over the longer periods a cyclicity can be observed in sedimentation, but erosion gaps could also develop.

³ Called climatic types by BACSÁK (1942) and climatic phases by KUKLA and LOŽEK (1961), these units were repeated 3 times 6 equals 18 occasions during the last interglacial/glacial cycle. The temperature curve reconstructed from palynological data from Grand Pile (WOILLARD 1978), Les Echets (PONS *et al.* 1989) and Washington State (HEUSSER 1972) also allows conclusions for 17 to 19 climatic changes or oscillations during the last glacial cycle.

Loess of China

Loess stratigraphy

Several lithostratigraphical regions can be identified on the Loess Plateau. The profiles most suitable for the stratigraphic subdivision of the loess are located in the middle and W of the Plateau, in the vicinity of Luochuan, Xifeng and Lanzhou. Relying on information from Luochuan and Xifeng and several other profiles the whole sequences of Chinese loesses (L) and paleosols (S) were estimated — by paleomagnetic measurements — as 2 to 2.5 million years old (LIU, T. et al. 1985) and referred the following to five typical subgroups:

| | | |
|----------------------|---------|--|
| 1. Potou loess | 1.5-2 m | Holocene (L ₀ , S ₀); |
| 2. Malan loess | 10 m | Upper Pleistocene (L ₁ , S ₁); |
| 3. Upper Lishi loess | 30 m | Middle Pleistocene (L ₂ -L ₄ , S ₂ -S ₄); |
| 4. Lower Lishi loess | 50 m | Middle Pleistocene (L ₅ -L ₁₅ , S ₅ -S ₁₄); |
| 5. Wucheng loess | 50 m | Lower Pleistocene (W _{L1-4} , W _{S1} -W _{S4}) |

The last one overlies subaerial red clays (of 5-40 m thickness) in many places.

Recently, the Brunhes-Matuyama boundary (0.72 Ma) was found in the exposures and boring logs of Luochuan in paleosol S₈ or in the overlying loess (L₈). In the exposure of Xifeng this boundary was found in L₈. Beyond this similarity in the results, there are also differences between the loess sequences of the two localities (SASAYIMA, S. 1984; LIU, X. *et al.* 1985; KUKLA, G.J. 1987).

The *Matuyama-Gauss boundary* (2.4 Ma) was placed at the contact of the Wucheng loess and red clays.

The comparative studies in the loesses of Luochuan and Xifeng support the conclusion that even from (entirely) continental-subaerial sedimentary sequences, it is possible to verify all the glacial and interglacial stages of the Pleistocene (LIU, X. *et al.* 1987; LIU, T. & YUAN, B. 1987).

In the Luochuan and Xifeng profiles the absolute age and duration of development have been established by several researchers for each loess horizon (glacial interval) and paleosol (interglacial interval) through simple interpolation. Additional calculations were made on the deposition rates of the loess horizons, magnetic susceptibility curves were prepared and major magnetic polarity changes were identified.

Based on these computations, the results of the loess and paleosol dating on the Loess Plateau of China are shown in the attached *Table 1* and *31*, also presenting comparisons with deep-sea isotope stages.

Some problems of the chronological evaluation of the Chinese loess sequence

Concerning the chronostratigraphical subdivision of the Loess Plateau, in the most often cited Luochuan and Xifeng loess profiles, the so-called Malan loess (L_1) mostly occurs in the horizons down to the first paleosol (S_1), without further subdivisions. In these profiles the first paleosol (S_1) is supposed to represent the last interglacial (LIU, T. *et al.* 1985; KUKLA, G.J. 1987). Comparing these papers with my field observations, I have found the contradiction (PÉCSI, M. 1987a) that, on the Loess Plateau, last glacial (Malan) loess would include less intercalations than the young loesses of Central Europe (Table 31).

This contradiction seems to be resolved by the Beiyuan loess profile on the second terrace of the Daxiahe river, near Lanzhou (LI, J. *et al.* 1989), where the Malan loess preserved probably the whole loess and paleosol sequence of the last glaciation.

In the Beiyuan loess profile the Malan loess series is ca. 28 m thick subdivided by six paleosols, and all these together represent the last glaciation (Table 31).

In the above mentioned key profiles of the Loess Plateau of China the checking of the presence of the assumed complete sequences is also an important task. Anyone dealing with the character of terrestrial deposition has problems to imagine that no major sediment hiatus, at least in some horizons, would occur in the case of a plateau that has been raised, continually or spasmodically, to more than 1,000 m above sea level for about 2.5 million years. No perfect sediment trap can be assumed in a basin with drainage network, slowly or periodically subsiding, and it is known that sedimentation gaps are observed even in deep-sea cores. Taking all these into account, the procedure by which the peaks of the susceptibility signals of the 2.4 million year old and 130-200 m thick Loess Plateau sequence, assumed to be quasi-complete, are correlated with the sequence of oxygen 16/18 isotope changes in deep-sea deposits has to be regarded largely oversimplified.

In the various partial basins of the *Loess Plateau of China* of more than 1,000 m altitude the thickness of loess series and the number of paleosols show great variation.

The Xifeng profile differs from the Luochuan one, located 160 km to the east. Nevertheless, the sequences are generally regarded identical (LIU, T. 1987). For both type profiles in the major upper part 14 paleosols and 15 loess horizons are identified. The B/M paleomagnetic boundary is placed below the paleosol S_7 in the Xifeng profile and in loess L_8 in the Luochuan profile.

The subaerial sequence cannot easily be subdivided into loess and paleosol layers below sandy loess L_{15} , but clusters of layers with weathering or soil formation of various intensity alternate. This is the so-called *Wucheng loess*, which includes 4 more pedified clusters of layers (W_{s1} - W_{s4}) and 4 clusters of loessy-loamy layers (W_{L1} - W_{L4}) in the Xifeng profile. In the Luochuan profile these divisions are only repeated three times. The paleomagnetic analyses, however, support the interpretation that in both profiles the red clays in the base of the Wucheng series belong to the Gauss epoch. The Olduvai event

within the Matuyama epoch (1.67-1.87 million years B.P.) was found in the paleosol group W_{s2} in the Luochuan profile and in W_{s3} in the Xifeng profile.

In the above two key sections of the Loess Plateau of China — at Luochuan and Xifeng — 24 and 28 loess horizons and an equal number of paleosols are counted, respectively. In a recently analysed profile — at Baoji — the alternation of 32 paleosols and loess horizons has been recorded (DING, Z. *et al.* 1991).

From the data of paleomagnetic investigations, calculation of sedimentation rate, analysis of magnetic susceptibility curves and comparisons with oxygen isotope stages in deep-sea cores, it was established that by the evidence provided by the profiles of the Loess Plateau of China all the glacial and interglacial periods during the Pleistocene can be identified in the subaerial sequences (LIU, T. 1987; LIU, T. & YUAN, B. 1987; KUKLA, G.J. & AN, Z. 1989).

On the basis of the stratigraphical works dealing with the Loess Plateau and of the experience gathered during my three field trips with Chinese and other foreign specialists, I have been convinced that, as compared with other places, the Chinese loess profiles exhibit the most detailed stratigraphic subdivisions. Besides, the most complete reconstruction of the climatic changes which took place during the Quaternary should be expected from the thorough analyses and comparisons of profiles from the Loess Plateau of China.

Loess in Hungary

Loess-like deposits on the low alluvial fans of the Great Hungarian Plain

In Hungary the so-called *infusion loess* is of the widest distribution as it mantles the Tisza plain, the broad flood-plains of rivers without valleys and the surfaces of alluvial fans, which only rise some metres above the flood-plain level. Thickness of this loess ranges from 0.5 to 5 m.

The grain size composition of the infusion loess is highly variable as occasionally the sand fraction becomes dominant, while in other places clay fraction becomes the next in prevalence after silt. Carbonate content is considerable (10-20 per cent). In the profiles of this infusion loess there are paleosols of meadow type with clayey loam texture and low carbonate content (5-10 per cent).

According to the results of investigations in the Radiocarbon Laboratory of the University of Helsinki, the formation of infusion loess took place 24,000-18,000 years ago.

The so-called '*lowland loess*' always lies by 5-10 m higher than the infusion loess. The fundamental difference between infusion and lowland loess is that while the former one is only 2-5 m thick, the latter one reaches 50 m thickness and is subdivided by numerous paleosol and sand layers. Among paleosols chernozems are common, but forest

soils and, in the bottom part of the loess series, red soils also occur. The thick loess-soil-sand series of the lowland loess has reached its position below the present base level of erosion during the subsidence of the Great Plains (MIHÁLTZ, I. 1953; MOLNÁR, B. 1966, 1970; RÓNAI, A. 1985).

Loess in hill and foothill regions

The minutely dissected hills and foothill surfaces of Hungary are mantled by thick loess. As opposed to infusion loess at the flood-plain level, this loess was also called '*dryland loess*'. There are numerous varieties, both for grain size composition and origin. The varieties are usually well separated not only in space but also distinct in the individual profiles. Loess, loess-like sediments, stratified sandy loess, sand and paleosols alternate.

In the Transdanubian Hills, particularly on slopes and in minor valleys, *valley loesses*, stratified parallel to the slope are characteristic (LÓCZY, L. sen. 1913). Their varieties are considered under the collective term of '*derasion loess*'.

The top series of the derasional loesses in the hilly regions belong to the so-called young loess group. The total thickness of loess in hill regions exceeds 50-60 m locally.

In the exposures of foothills the loess is usually not older than the last glaciation. Locally it is even possible to find some very young loess which is sandy, detritic, stratified and 10-20 m thick (Fig. 106).

Loess on higher alluvial fans and river terraces

On the major alluvial fans of the Great Hungarian Plain sand, sandy and typical loess alternate as surface sediments. Where the sand is only covered by some metres of sandy loess, the transition between the two layers is usually gradual. The underlying sand is mostly wind-blown, but fluvial sands overlain by thin veneers of loessy sand and sandy loess with poorly defined boundary also occur (BORSY, Z. *et al.* 1969).

On the flood-free terraces of the Danube and some of its tributaries — in a fortunate geomorphological position — almost complete sequences of young loess have been preserved with 4-5 well-developed forest steppe soils.

The profile studied in most detail, which became a classic exposure in Hungarian and international Quaternary literature, is the 50 m deep loess section of the Paks brickyard (Fig. 38). The exposure of the quarry does not reach the bottom horizons of old loess series which can be seen in the Dunaföldvár exposures (Fig. 130).

On the Great Plain, along the Danubian bluff, the loess exposures in the vicinity of Paks and Dunaújváros (Figs. 38, 130) provide useful information not only for the loess stratigraphy in Hungary but also for that in Europe and also, promote the subdivision of the Quaternary.

Loess stratigraphy for Hungary

Upper part of the young loesses (Dunaújváros-Tápiósüly series)

The most complete known section of the young loesses is ca. 10 m thick and mostly consists of layers of sandy loess and loessy sand. There are only two intercalated, poorly developed soils (or humous loess horizons) (h_1 , h_2 - Fig. 106).

In the top part of the first humic layer in the Tápiósüly profile *Pinus cembra* and *Larix* charcoal remnants occur. Their radiocarbon age is $16,730 \pm 400$ years. In the loess, (l_1) above the humic layer (h_1) there are abundant though sporadically distributed reindeer bone remnants. This loess horizon with reindeer remnants appears in similar stratigraphic positions in several profiles.

Dating the charcoals found in the Dunaújváros profile, the age of the older humic soil (h_2) was determined as 22,000-20,000 radiocarbon years (Fig. 106). The lower sandy loess (l_2) frequently contains mammoth bones.

Judging from the texture of the layers, in the accumulation of the upper part of the young loess series in Hungary — in addition to falling dust — wind-blown sand movements and solifluction caused by meltwater flow also played a part.

The analysis of the profiles indicated that during the period of formation of the upper young loesses (ca. 26-12 ka) three sandy loess layers (l_1 , l_2' , l_2'') developed which are separated from one another by two humic loess horizons (h_1 , h_2) as well as by layers of loessy sand with dell fill (l_1) and sandy loess (l_2). Both humic loess horizons ($h_1 = 16-17$ ka and $h_2 = 20-21$ ka) are considered products of arctic soil formation. Before their formation the processes of dell deepening (slight erosion) and then dell filling (sparse vegetation and solifluction) took place.

Tentative dating of the lower young loesses (Mende-Basaharc loess series)

This series of three or four major loess layers and four paleosols is about 15-20 m thick (Fig. 106). In some cases the paleosols are overlain by pedosediments or loessy semipedolite.

The Mende Upper (MF) paleosol is usually a double layer. The top part (MF₁) is poorly developed chernozem with animal burrows and charcoal remnants. Their radiocarbon age is 29,000-28,000 years and this dating has been confirmed by TL analyses. The lower part is a well-developed forest steppe soil (MF₂).

The paleosol Basaharc Double (BD) comprises two forest steppe soils. Previously these were dated — from the rate of sedimentation in young loess — to 40-44 ka.

According to TL investigations by Y. LU and L. ZÖLLER, in the Paks profile (Fig. 88) the paleosol BD₁ is located between loess horizons of 114 ka and 144 ka old.

In the Mende-Basaharc series the Basaharc Lower (BA) paleosol is the oldest fossil

forest steppe soil. The upper part of BA is mostly soil sediment, redeposited by solifluction over the slope. In the Cca horizon of the paleosol loess concretions in vertical orientation occur.

Based upon the earlier investigations and datings by M. PÉCSI it is assumed that the paleosol BA was formed in the lower part of last glacial period during a prolonged interstadial phase.

On the basis of recent TL dating in the environs of the Basaharc Double paleosol (Fig. 88) we can assume that BA paleosol may be the product of the R₁-R₂ interstadial and divides the two loess pockets (l₅ and l₆) of the penultimate glaciation.

The *Mende Base* soil complex (MB) consists of two paleosols. The upper member (MB₁) is 80-100 cm thick, chernozem-type soil, while the lower member (80 cm) is a well-developed brown forest soil (MB₂). The formation of this double soil had been placed into the last interglacial stage (PÉCSI, M. 1965, 1975; BORSY, Z. *et al.* 1979).

The paleosol MB is one of the best-developed soil complexes in Hungary, a marker horizon, which had been previously referred into the R₁-R₂ interstadial (BULLA, B. 1934; ŽEBERA, K. 1954). K. ŽEBERA regarded it of M-R interglacial age.

If we arrange the paleosols and loess horizons in a stratigraphic order or according to a chronological scheme (the MILANKOVITCH and BACSÁK climatic calendar or the isotopic stratigraphy), we certainly oversimplify reality; nevertheless, the paleosol MB can correlate with the *Mindel-Riss* interglacial period (see Fig. 65).

Old loess series and paleosols

In the exposures of the bluffs along the Danube river the old loesses — almost 25 m thick — were named under the term *Paks series* (PÉCSI, M. 1975; PÉCSI, M. *et al.* 1977). Based upon their lithological properties they are subdivided into two parts by their lithological properties (Figs. 38 and 130).

Upper part of old loess (Paks I series)

The upper part of the Paks series contains several erosional hiatuses (Fig. 38). Based on lithostratigraphical, paleopedological and paleontological considerations, the fluvial sand and silt S₁, under old loess L₂, had been referred to the *Mindel-Riss* interglacial (ÁDÁM, L. - MAROSI, S. - SZILÁRD, J. 1954; KRIVÁN, P. 1955; PÉCSI, M. 1975; PÉCSI, M. & PEVZNER, M.A. 1974). It is probable that the fluvial sand S₂ was deposited in an earlier interglacial (G/M) and during its accumulation part of the old loess could have been eroded (Fig. 38). Thus, the upper part of the Paks series may not represent the complete stratigraphic sequence of the Middle Pleistocene (but only that of the Mindel glaciation, Fig. 65).

Lower part of the old loess (Paks II series) and the Brunhes-Matuyama boundary (0.7 Ma)

This 15 m thick series comprises three old loess horizons (L₄-L₆) and three brownish red paleosols (Fig. 38). The *Paks Double* soil complex is comprised of two soils that are almost equally well-developed, 1.5 m thick, brownish red, compact and have medium clay content (PD₁ and PD₂). These paleosols are separated by a 2 m thick loess horizon (L₄). They may be the remnants of well-developed forest steppe soils of Mediterranean-type formed under dry conditions. The old loess (L₆', L₆'') that forms a layer of several metre thickness at the base of the Paks-Dunakömlőd paleosol (PDK) represent the lower stratigraphic limit of the Paks series.

The lower part of the *Paks* series can be dated first of all by the position of the *Brunhes-Matuyama* paleomagnetic boundary (0.73 Ma). In addition, in the pink sandy sediment below the old loess series of Dunaföldvár probably the *Jaramillo* paleomagnetic interval is observable which is of 0.9 Ma absolute age (Figs. 38 and 130, PÉCSI, M. & PEVZNER, M.A. 1974). Relying on the investigations carried out so far, we believe that the oldest loess horizon known from the Carpathian Basin (L₆ in the Paks brickyard profile — Fig. 38) could have formed during the first glaciation with loess formation, i.e., during the *Donau glacial* period. On the basis of the paleomagnetic analyses of the Paks and Dunaföldvár profiles, the lowermost loess horizons seem to be older than 0.73 Ma and younger than 0.9 Ma (PÉCSI, M. & PEVZNER, M.A. 1974; MÁRTON, P. 1979; PÉCSI, M. 1984).

Subaerial formation below loess

Old loesses are underlain by subaerial formations of considerable thickness parts of which (sandy silt, sandy clay) were classed, also in Hungary, with loess-like deposits in their broader sense. Recently, the series of mostly red soils, red clays and gleyed clays — briefly summarized as 'variegated clay' series — was grouped with non-loessy terrestrial sediments. This series, located beneath the old loesses, is known partly from exposures but mainly from boreholes. First it was revealed by the soil mechanical boreholes of the Danubian bluff and was named '*Dunaföldvár series*' (PÉCSI, M. 1975, 1985a; PÉCSI, M. *et al.* 1979b — Fig. 130).

Below the 50-60 m loess series ca. 30-40 m thick 'variegated clays' and sandy silts follow. The lowermost variegated clay and red clay layers of this '*Dunaföldvár series*' belong to the Pliocene (PÉCSI, M. 1985a). In its base also Upper Miocene (Pannonian) sediment is found. In our opinion, the '*Dunaföldvár series*' can correlate with the 'stony loess' of Central Asia and the Wucheng loess of the Chinese Loess Plateau and the underlying red clays (PÉCSI, M. 1987a).

An entirely different subaerial sequence is recorded in the *parts of the basin* which underwent *gradual subsidence during the Pliocene and the Pleistocene*. The thickness of basin deposits in the Hungarian Plain locally exceeds 500-1,500 m below the flood-

plains of rivers. In the most intensively subsiding basins red soils and red clays are repeated 6-10 times between 600 and 1,000 m depths. With the preponderant flood-plain, meadow and chernozem soils, the swamp forests also allowed the formation of lignite. The boreholes did not reach the sequence of the Upper Miocene (Pannonian) inland sea to 1,200 m depth. The paleomagnetic study of the cores and paleontological data cover the whole of the Quaternary and extend to most of the Pliocene (5.25 million years B.P.; COOKE, H.B.S. *et al.*, 1979; RÓNAI, A. 1977, 1985). In the Pliocene sequence 50-60 and in the Quaternary ca. 50 paleosol horizons are detected. Such a long Late Cainozoic geological record of subaerial sediment is only known to date from the exploration boreholes in the Hungarian Plain by A. RÓNAI (1985).

Long-term terrestrial records of the Middle Danubian Basin

In the Middle Danube Basin, loess and loess-like deposits cover various morpho-tectonic levels in ca. 150,000 km² total area. basin types of various elevation and size are predominant.

Under different geomorphological or morphotectonic conditions — *over an identical time interval* — the variation in the rate of basin subsidence produces various litho- and chronostratigraphical sequences.

The subaerial sequence of basins affected by prolonged subsidence in the Quaternary is subdivided by paleosols of larger number than the loess-paleosol sequence of basins, elevated plateaus or watersheds which underwent more moderate subsidence during the Quaternary.

1. *Young loess mantles* of small intermountain basins and mountain slopes (at 150-400 m above sea level). In the mantle of slope loess maximum 3 or 4 loess/paleosols and 2 or 3 slope debris layers overlie one another. Their age is < 25,000 years B.P.

2. *Low-lying terraces and alluvial fans*, flood-plain loess. The thickness of the loess series of the subsided alluvial fan is 40-50 m; it is of Pleistocene age and partly eroded. Flood-plain loesses are 2-5 m thick, occasionally subdivided by 1 or 2 paleosols. Their age is < 25,000 years B.P.

3. *Loess-paleosol-sand sequences on pediments* (100-150 m above sea level). In the loess-paleosol-sand sequences of 50-100 m thickness ca. 12 loess, 10 sand and silt layers and 20-30 paleosols are present. The age of these profiles with hiatuses is Pliocene-Pleistocene.

4. *Loess-paleosol-sand sequences on alluvial fans and terraces* (10-100 m relative heights). The loess sequence is 40-60 m thick and subdivided by 10-12 loess horizons, 10-12 paleosols and 5 or 6 sand layers; LTR — Pliocene-Pleistocene.

5. *Subaerial basin sediment* locally of 500-1,500 m thickness. The surface of the basin is a flood-plain at 90-100 m above sea level. In the basin sediments the number of

paleosols — mostly forest steppe and meadow steppe soils — may reach one hundred. In several boreholes there are 6-12 red soils or red clays between 600 m and 1,000 m. 12-16 intercalated sand layers are observed. The age of this almost complete sequence is 5.2-5.4 million years B.P. In the most intensively subsiding basins sedimentation was almost continuous; during Pliocene ca. 50-60 and in the Pleistocene ca. 50 soils developed (RÓNAI, A. 1985; PÉCSI, M. & SCHWEITZER, F. 1991).

In contrast on the non-subsiding foothills only 20-30 soils formed during the Pliocene and Pleistocene and several gaps are detected in the sequence.

Problems of worldwide correlation and dating of loess-paleosol sequences

1. A surprising global similarity was found between the lithostratigraphy of subaerial loess-paleosol sequences and the isotope stratigraphic records of deep-sea sediments. This similarity, however, does not mean that there is an absolute identity among these sequences. The only exact data in the chronological correlation of the twelve most studied loess profiles on the Earth seems to be the B/M paleomagnetic boundary (*Table 1*).

2. The interpretation of the location of the last interglacial paleosol is ambiguous, and various laboratories provided various TL dates. Last glacial loess is usually the thickest and best subdivided by various embryonic, arctic, tundra, steppe and forest steppe soils, recurring in 4 to 7 levels. The soil of the last interglacial in Central Europe is mostly a forest soil, has not yet been finally dated. Recent investigations indicate that a forest steppe soil formed under some drier, continental climate can also represent the last interglacial (column 8 in *Table 31*).

The number of marked paleosols, representing warm intervals varies from 6 to 9 above the B/M boundary. In addition 6 or 7 forest soils are assumed to occur. The identification of double soils or soil complexes still differs with profiles from which 6 to 10 loess horizons are described. Erosion gaps are not always shown (*Table 1*).

4. *Typical loess* occurs down to the beginning of the Jaramillo event (ca. 1 Ma) in most of the loess profiles. Previously the formation of (red) paleosols with variegated clay and sand intercalations were characteristic (as at Krems-Stranzendorf, Paks-Duna-földvár, in the Ukraine, Central Asia and on the Loess Plateau of China). On profiles reaching below the Matuyama/Gauss boundary (2.48 Ma) polygenetic red clays follow each other.

5. The paleogeographic conditions of the Jaramillo and previous periods did not favour loess formation. Soil formation (under submediterranean conditions) was predominant and cold spells were less marked. Instead of typical loess, loess loam, clay or sand developed.

6. Isotope stratigraphy suggests that 21 'glacials' and 21 'interglacials' occurred

during the Brunhes and Matuyama epochs (*Table 1*). Several loess profiles (nos 11,18, 21, 22 and 23 in *Table 1*) attest that between the Jaramillo event and the M/G boundary the number of paleosols exceeds that of the warm peaks on the isotopic curve. In addition, the existence of erosion gaps should also be considered, and this makes the layer-by-layer correlation of deep-sea and loess-paleosol sequences rather uncertain.

7. In the loess-paleosol sequences repeated intercalations of sand layers have been recorded. The series of superimposed paleosols, mostly in the older profiles allow conclusions for hiatuses or efficient sheet-wash. Consequently, in profiles with long-term record, in addition to the reconstruction of the various loess and paleosol layers, other processes (such as sand deposition, dell formation, cryogenic processes and sediment gaps) also have to be taken into account.

8. Although most of the researchers cannot identify paleosols in the Wucheng series, separating them from the intercalated (not always loessy) horizons and thus the number of paleosols is not known, the profile of the Chinese Loess Plateau seems to be one of the most complete subaerial records for the Upper Cainozoic.

9. The publications of recent years also suggest that the completeness of subaerial sequences and the number of buried paleosols is closely related to the geomorphological position of sediment series (uplifted closed basin, pediment or subsided basin under base level). Thus, for instance, in the Middle Danubian Basin, the sediment sequence of more than a thousand metre thickness contains almost 120 buried soils, including those dated to the Gilbert epoch. In the basins of the Chinese Loess Plateau of ca. 1,000 m altitude, however, the 150-330 m thick loess and other subaerial sequences contain 20-40 buried soils. When evaluating sedimentation gaps, the assessment of morphotectonic position is also indispensable.

10. In the past decade new principles and research techniques of great importance were introduced, particularly in loess chronostratigraphy and in the analysis of its physical and chemical properties. The magnetic susceptibility analysis of the loess-paleosol sequence seems to be one of the new methods of loess stratigraphy. Although still few, but a growing number of TL laboratories work and produce publications. There are, however, still significant differences between the results of the various laboratories and the TL method is only able to provide a minimum age for samples older than 100-150 ka.

Legend to figures referred to in the summary

Fig. 38. 83. p. Lithostratigraphic subdivision of the loess formation at Paks in Hungary. Lithological and pedological analysis made by M. PÉCSI, E. SZEBÉNYI, paleomagnetic measurements by M.A. PEVZNER (Institute of Geology, Acad. of Sci. USSR, 1974).

l'1, l''1 = the typical youngest loess beds of the profile; between l'1, l''1 sandy slope loess deposited in a derasional valley (dell) the lower part of l''1(x) fragments of reindeer bones as well as locally 1 to 2 humus horizons occur; MF = chernozem-like paleosol of "Mende Upper" only the MF1 remained; l2, l3 and l4 = young loess beds below paleosols (MF1, BD1 and BD2) with numerous krotovinas in it; BD1 and BD2 = "Basaharc Double" paleosol complex, chernozem-like, locally hydromorphous meadow soil type; l'5 = well-stratified sandy slope loess, the loessic sand filled up the derasional valley (with *Cervus* sp. and *Elephas primigenius* fauna remnants); l'5 = sandy loess; BA = "Basaharc Lower" chernozem-like forest-steppe paleosol; l6 = the lowermost young loess bed (with *E. primigenius* remnants) with a thin layer of volcanic tuffite on the top; MB = "Mende Base" paleosol complex; the upper part is forest steppe soil, and the lower one is a well-developed brown forest soil; L1 = old loess, sandy loess, with large 'loess dolls'; molars, tusks of *Elephas trogontherii* were found at two sites; Phe = weakly developed sandy brown forest soil; L2, L3 = old loess (with 2-3 layers of 'loess dolls'); Mtp = hydromorphous paleosol (flood-plain clayey soil) with *Allohippus* sp. teeth.; s1, s2, n1 = sand and sandy, silty clay of alluvial fan; PD1, PD2 = stratotype of "Paks Lower Double" paleosol complex with krotovinas (sub-Mediterranean xerophile forest soil or chestnut, usually reddish-brown soil) between the PD2 and PDK paleosols the Brunhes-Matuyama boundary is observed; L4, L5, L'6, L''6 = old loess horizons with 'loess dolls' layers; L'''6 = lowermost old loess horizon with rare 'loess dolls'; n2, n3 and s3 = sandy, silty clay and sand of alluvial fan; Pv1, Pv2, Pv3 = reddish, ochre-red paleosols below the old loess. This profile corresponds to the northern side of the brickyard

Fig. 65. 130. p. Cyclic change of loess, paleosol and sand in the loess profile at Paks, Hungary

1 = dells with sandy loess; 2 = embryonic paleosols; 3 = sand layers

Fig. 106. 228. p. Litho- and chronostratigraphy of the loess profile at Mende in Hungary (reconstruction of cyclical climatic changes on the basis of events in the loess-paleosol sequence, according to PÉCSI, M.) ¹⁴C data: Lab. Hannover; TL dating: Bo = BORSY *et al.*, 1979; W-P = WINTLE and PACKMAN, 1988; Zö = ZÖLLER, L. 1989-1991; Magnetostratigraphy: MÁRTON, P. 1979; PEVZNER, M.A. 1979-1990; many samples of the profile were investigated and only normal polarity was found

1 = chernozem, steppe dynamics, afforestation in the late Holocene, cultivation, soil erosion, dell (dry valley) infilling; 2 = brown forest soil (B1); 3 = sandy loess formation (l1); 4 = loessy humus (h1), embryonic soil, taiga parkland with charcoal of *Picea*, *P. cembra*, and of dell infilling; 5 = sandy loess (l'1) with reindeer remnants, dell incision and infilling, permafrost; 6 = loessy humus (h2), embryonic (arctic) soil, taiga grove, charcoal; 7 = sandy loess (l'2); 8 = dell loess (l''2), dell incision and infilling with residual permafrost; 9 = sandy loess and typical loess (l'''2), complete skeleton of *Elephas primigenius*; 10 = steppe soil (MF1), cold-steppe taiga groves with much charcoal of *Larix*, *Picea* and *P. cembra*; 11 = thin loess, strong carbonate accumulation under MF1 soil, erosional hiatus; 12 = better-developed grove steppe soil (MF2) with charcoal (*Picea*). The paleosols MF1 and MF2 are not identical with the present-day soil on which the original association was *Prunetum tenellae* or *Acereto tatarici-Quercetum*; 13 = thick, triplicate loess horizon (l3); 14 = dell loess, slope loess (l'3), dell incision and infilling; 15 = sandy loess (l''3), remnants of *Elephas primigenius*; 16 = semipedolite, soil sediment (ss1), slope wash and solifluction; 17 = sandy loess (l'''3); 18 = semipedolite, soil sediment (ss2), and solifluction loess (ls); 19 = steppe soil (BD1), with *Betula*, *Pinus* and *Artemisia* pollen (URBAN, 1984); 20 = sandy loess (l4); 21 = steppe soil (BD2) with medium carbonate accumulation, predominant pollen are *Pinus*, *Betula* and *Artemisia* (URBAN, 1984); 22 = loess (ls), remnant of *Elephas primigenius*, probably belonged to Riss 2 glacial stage; 23 = soil sediment (ss3), slope wash and steppe soil formation; 24 = steppe soil formation (BA) with a strong carbonate accumulation horizon, predominant pollen are *Artemisia* > *Cerealia* typ (URBAN, 1984), warm temperate climate, moderately dry steppe condition; 25 = loess (l6), remnant of *Equus* sp., probably Riss 1 glacial stage; 26 = steppe soil formation (Mende Base,

MB₁), with many krotovinas, this part of the soil complex probably developed during a transitional steppe climate between mediterranean xerophile brown forest soil and loess steppe conditions; 27-28 = brown forest soil (MB₂) with CaCO₃ nodules in the Bt horizon and very strong Cca horizon with big loess dolls (28), in MB₂ the predominant pollen are *Pinus* > *Picea*, *Chenopodiaceae* (URBAN, 1984), warm temperate climate with dry and wet seasons; the MB paleosol complex probably developed during the upper part of Mindel-Riss interglacial stage; 29 = proluvial sand, TL dating is a minimum age, however, underestimation is possible. The TL ages of the paleosols BD₁ and BD₂ seem to be somewhat too high since these values — according to the different time-scales — indicate stadials instead of interstadials. A somewhat similar problem of calculation exists with the age determined by ZÖLLER for the paleosol MF₂. Both by the SPECMAP time-scale and by the MILANKOVITCH time-scale, climate was cold between 59,000 and 71,000 years B.P. Consequently, these periods were less suitable for soil formation

Fig. 130. 276. p. Subdivision and correlation of loess profiles at Dunaföldvár

Dunaföldvár formation underlying the young and old loess series contains mainly sequence of reddish paleosols (Dv₁-Dv₆) meadow soils and sand, silty sand

IRODALOM

- ÁDÁM L. 1969. *A Tolnai-dombság kialakulása és felszínalakítása*. (Földrajzi tanulmányok 10.) Budapest, Akadémiai Kiadó. 186 p.
- ÁDÁM L. - MAROSI S. - SZILÁRD J. 1954. *A paksi löszfeltárás*. Földrajzi Közlemények. 2. 3. 239-254.
- ÁDÁM L. - MAROSI S. - SZILÁRD J. 1969. *A magyarországi dombságok negyedkori felszínfejlődésének főbb vonásai*. Földrajzi Közlemények. 17. (93.) 3. 255-272.
- ÁDÁM L. - PÉCSI M. (ed.) 1985. *Mérnökgeomorfológiai térképezés*. (Elmélet - módszer - gyakorlat 33.) Budapest, MTA Földrajztud. Kut. Int. 189 p.
- ADAMENKO, O. M. - GRODECKAJA, G. D. 1987. *Antropogen Zakarpat' ja*. Kishinev, Shtiinca. 149 p.
- ADHÉMAR, J. F. 1842. *Les révolutions de la mer déluges périodiques*. Paris.
- AGASSIZ, L. 1847. *Études sur les glaciers et système glaciaire ou recherches sur les glaciers*. Paris. 598 p.
- AGRAWAL, D. P. - JUYAL, N. - SHARMA, P. - GARDNER, R. - RENDELL, H. 1988. *Palaeogeography of the loess deposits of Kashmir*. Proc. Indian Nat. Sci. Acad. 54. 3. 383-389.
- AN, Z. - HO, C. 1989. *New magnetostratigraphic dates of Lantian Homo erectus*. Quaternary Research. 32. 213-221.
- AN, Z. - WANG, Y. 1977. *Paleomagnetic research of the Luochuan loess section*. Geochimica. 4. 239-249.
- AN, Z. - WEI, L. 1978. *The illuviation ferri-argillans and their genetic inference*. Kexue Tongbao. 24. 8. 336-359.
- ANDAI, P. 1970. *Control of landslides on the loess slope of the Danube*. Bauingenieur. 45. 59-64.
- ANDERSEN, B. G. - MANGERUD, J. 1989. *The last interglacial-glacial cycle in Fennoscandia*. Quaternary International. 3-4. 21-29.
- ARIAS, C. - AZZAROLI, A. - BIGAZZI, G. - BONADONNA, F. 1980. *Magnetostratigraphy and Pliocene-Pleistocene boundary*. Quaternary Research. 13. 65-74.
- ARHIPOV, Sz. A. = ARKHIPOV, S. A.
- ARKHIPOV, S. A. 1977. *The Zyrianka Glaciation of the lower Ob river region of western Siberia*. In: ŠIBRAVA, V. (ed.): IUGS-UNESCO International Geological Correlation Programme, Project 73-I-24. Prague, Geol. Survey. 102-115.
- ARHIPOV, Sz. A. - DEVJATKIN, E. V. - SELKOPLJASZ, V. N. 1982. *Korreljacija csetverticsnüh oledeneni Zapadnoj Szibiri, Gornogo i Mongolszkogo Altaja, Vosztocsnoj i Zapadnoj Mongolii (po termoljuminescenitium dannium)*. In: Problems of stratigraphy and paleogeography of the Pleistocene in Siberia. Novoszibirszk, Nauka. 149-161.
- ARKHIPOV, S. A. - ISAEVA, L. L. - BESPALYJ, V. G. - GLUSHKOVA, O. 1986. *Glaciation of Siberia and North-East USSR*. Quaternary Science Review. 5. 463-474.
- ARRHENIUS, G. 1952. *Sediments cores from the East Pacific*. Swedish Deep-Sea Expedition (1947-1948). Göteborg, Elander. 227 p.
- BACSAK, Gy. 1940. *Die Chronologie des letzten Abschnittes des Diluviums*. Höhlenwelt. 10. 3-4. 51-57.
- BACSAK, Gy. 1942. *Die Wirkung der skandinavischen Vereisung auf die Periglazialzone*. Budapest. 86 p.
- BACSAK Gy. 1944. *Az utolsó 600 000 év földtörténete*. A Magyar Állami Földtani Intézet évi beszámolója. 221-242.
- BACSAK, Gy. 1955. *Pliozän- und Pleistozänzeitalter im Licht der Himmelsmechanik*. Acta Geologica Acad. Sci. Hung. 3. 4. 305-346.
- BAGNOLD, R. A. 1941. *The physics of blown sand and desert dunes*. London, Methuen. 265 p.
- BALOGH, Kadosa 1985. *K/Ar dating of Neogene volcanic activity in Hungary: Experimental technique, experiences and methods of chronological studies*. ATOMKI Rep. D/1. 277-288.
- BALOGH, K. - JÁMBOR, Á. - PARTÉNYI, Z. - RAVASZNÉ BARANYAI, L. - SOLTÍ, G. - NUSSZER, A. 1983. *Petrography and K/Ar dating of Tertiary and Quaternary basaltic rocks in Hungary*. Ann. Inst. Geol. Geofiz. 61. 365-373.

- BARBOUR, G. B. 1935. *Recent observations on the loess of north China*. Geographical Journal. 86. 54-64.
- BARISS M. 1953. *Az eljegesedések okai és a Milanković-Bacsák elmélet I*. Földrajzi Közlemények. 1. 3-4. 205-232.
- BARISS M. 1954a. *Az eljegesedések okai és a Milanković-Bacsák elmélet II*. Földrajzi Közlemények. 2. 1. 11-46.
- BARISS M. 1954b. *Az eljegesedések okai és a Milanković-Bacsák elmélet III*. Földrajzi Közlemények. 2. 2. 137-152.
- BARISS, M. 1987. *Effects of lithology, time and exposure on the stabilization of loess mantled slopes. A comparative study*. GeoJournal. 15. 2. 167-172.
- BARISS M. 1989. *Bacsák Györgypleisztocénklímátípusainak helyesbítése*. Földrajzi Közlemények. 37. (113.) 4. 307-312.
- BARISS, M. 1991. *The changing paleogeographic environment during the Upper Pleistocene at northern and mid-latitudes*. In: PÉCSI, M. - SCHWEITZER, F. (eds.): *Quaternary environment in Hungary*. (Studies in geography in Hungary 26.) Budapest, Akadémiai Kiadó. 27-34.
- BARTKOWSKI, T. 1969. *Über die Genesis der "Parallelen Täler" in Ungarn*. Bulletin de la Société des Amis des Sciences et des Lettres de Poznan. Serie B. 21. 121-140.
- BEAULIEU, J. L. de - REILLE, M. 1986. *Brittany, Saint-Brieuc Bay*. In: Symposium of the INQUA Loess Commission and of the IGU Commission of the significance of periglacial phenomena. Normandy - Jersey - Brittany, 20 to 27 Aug. 1986. Caen. Centre de Géomorph. du CNRS. 166.
- BENTE, B. - LÖSCHER, M. 1987. *Sedimentologische, pedologische und stratigraphische Untersuchungen an Lössen südlich Heidelberg*. In: Aktuelle geomorphologische Feldforschung - Göttinger Geographische Abhandlungen 84. Göttingen, Goltze GmbH & Co. KG. 9-17.
- BERG, L. S. = BERG, L. Sz.
- BERG, L. S. 1932a. *Löß als Produkt der Verwitterung und Bodenbildung*. Transact. II. Intern. Conf. Assoc. Quatern. 1. Leningrad.
- BERG, L. S. 1932b. *The origin of loess*. Gerlands Beitr. Geophys. 35. 130-150.
- BERG, L. Sz. 1947. *Klimat i zszn'*. Moszkva, Geografiz. 356 p.
- BERG L. Sz. 1953. *Éghajlat és élet*. Budapest, Akadémiai Kiadó. 523 p.
- BERG, L. S. 1964. *Loess as a product of weathering and soil formation*. Jerusalem, Program for Scientific Translations. 207 p.
- BERGER, A. 1978. *Long-term variation of daily insolation and Quaternary climatic changes*. Journal of Atmospheric Sciences. 35. 2362-2367.
- BERGER, A. (ed.) 1984. *Climatic variations and variability: Facts and theories*. Dordrecht, Boston, London, D. Reidel Publ. Company. 795 p.
- BERGER, A. L. 1989. *Pleistocene climatic variability at astronomical frequencies*. Quaternary International. 2. 1-14.
- BERGER, A. L. - IMBRIE, J. - HAYS, J. - KUKLA, G. - SALTZMAN, B. (eds.) 1984. *Milankovitch and climate*. 1-2. Boston, Reidel Publ. Co. 895 p.
- BERGER, W. H. 1978. *Oxygen-18 stratigraphy in deep-sea sediments: Additional evidence for the deglacial meltwater effect*. Deep-Sea Research. 25. 473-480.
- BERNHARD, A. 1832. *Wie kamen die aus dem Norden stammenden Felsbruchstücke und Geschiebe, welche man in Norddeutschland und den benachbarten Ländern findet an ihre gegenwärtigen Fundorte?* N. Jahrbuch für Min. und Geol. 257-419.
- BIBUS, E. 1974. *Abtragungs- und Bodenbildungsphasen im Rißlöß*. Eiszeitalter und Gegenwart. 25. 166-182.
- BIBUS, E. 1980. *Zur Relief-, Boden- und Sedimententwicklung am unteren Mittelrhein*. Frankfurter Geow. Arbeiten, Serie D. 1. 296 p.
- BIBUS, E. - SEMMEL, A. 1977. *Stratigraphische Leithorizonte im Würmlöß des Mittelrheingebietes*. Geol. Jb. Hess. 105. 141-147.

- BOARDMAN, J. 1985. *Comparison of soils in Midwestern United States and Western Europe with the interglacial record*. Quaternary Research. 23. 62-75.
- BOGAARD, P. van den - SCHMINCKE, H.U. 1988. *Aschenlagen als quartäre Zeitmarken in Mitteleuropa*. Die Geowissenschaften. 6. 3. 75-84.
- BOGÁRDI J. 1971. *Vízfolyások hordalékszállítása*. Budapest, Akadémiai Kiadó. 837 p.
- BOGNÁR, A. 1990. *Gemorfologija Baranje*. Zagreb, Savez Geogr. Drustava Hrvatske. 312 p.
- BOLIKHOVSKAYA, N. S. 1984. *Paleogeography of loess accumulation in the light of stratigraphical data*. In: PÉCSI, M. (ed.): *Lithology and stratigraphy of loess and paleosols*. Budapest, Geogr. Research Institute. 185-194.
- BOLIKHOVSKAYA, N. S. 1986. *Paleogeography and stratigraphy of Valdai (Würm) Loesses of the South-Western Part of the East-European Plain by palynological data*. Annales Univ. M. Curie-Skłodowska. Sectio B. 41. 1. 111-122.
- BONDARCSUK, V. G. (ed.) 1978. *Krajevüje obrazovanija materikovüh oledenjenij*. Materialy v vszeszojuznogo szovescsanija. Kiev, Naukova Dumka. 275 p.
- BONDARIK, G. K. - GORAL'CSUK, M. I. - SZIROT'KIN, V. G. 1976. *Zakonomernoszti prostranstvennoj izmensivoszti lesszovüh porod*. Moszkva, Nedra. 236 p.
- BORSY Z. 1973. *A magyarországi fúóhomok területek lösz-, homokos lösz- és löszös homoktakarója*. Loess, sandy loess and loessy sand blankets in Hungarian wind-blown sand regions. Földrajzi Közlemények. 21. (97.) 2. 172-184.
- BORSY, Z. - FÉLSZERFALVY, J. - FRANYÓ, F. - LÓKI, J. 1987. *Electronmicroscopic investigations of sand material in the core drillings in the Great Hungarian Plain*. GeoJournal. 15. 2. 185-195.
- BORSY, Z. - FÉLSZERFALVY, J. - LÓKI, J. 1984. *Electronmicroscopic investigation of the sand material from the loess exposure at Paks*. In: PÉCSI, M. (ed.): *Lithology and stratigraphy of loess and paleosols*. Budapest, Geogr. Research Institute. 71-86.
- BORSY, Z. - FÉLSZERFALVY, J. - SZABÓ, P. P. 1979. *Thermoluminescence dating of several layers of the loess sequences at Paks and Mende (Hungary)*. Acta Geologica Acad. Sci. Hung. 22. 1-4. 451-459.
- BORSY Z. - MOLNÁR B. - SOMOGYI S. 1969. *Az alluviális medencesíkságok morfológiai fejlődéstörténete Magyarországon*. Evolution of alluvial basin plains in Hungary. Földrajzi Közlemények. 17. (93.) 3. 237-254.
- BRAUN, A. 1842. *Vergleichende Zusammenstellung der lebenden und diluvialen Molluskenfauna des Rheintales mit der tertiären des Mainzer Beckens*. Ber. Vers. deutsch. Naturf. 20. 142-152.
- BRICE, J. C. 1966. *Erosion and depositon in the loess-manteled Great Plains, Medicine Creek Drainage Basin, Nebraska*. In: Geological Survey Professional Paper 352-H. 255-337.
- BROECKER, W. S. 1966. *Absolute dating and the astronomical theory of glaciation*. Science. 151. 299-304.
- BROECKER, W. S. - THURBER, D. L. - GODDARD, J. - KU, T. - MATTHEWS, R. K. - MESOLELLA, K. J. 1968. *Milankovich hypothesis supported by precise dating of coral reefs and deep-sea sediments*. Science. 159. 297-399.
- BROECKER, W. S. - VAN DONK, J. 1970. *Insolation changes, ice volumes and the O^{18} record in deep-sea cores*. Rev. Geophys. Space Phys. 8. 169-198.
- BRONGER, A. 1966. *Lösse, ihre Verbraunungszonen und fossile Böden. Ein Beitrag zur Stratigraphie des oberen Pleistozäns in Südbaden*. Kiel, Geogr. Inst. Univ. Kiel. 104 p.
- BRONGER, A. 1969. *Zur quartären Klimageschichte des Karpatenbeckens auf bodengeographischer Grundlage*. In: Tagungsbericht und wissenschaftliche Abhandlungen. Wiesbaden, Franz Steiner Verlag. 233-247.
- BRONGER, A. 1970. *Zur Mikromorphologie und zum Tonmineralbestand von Böden ungarischer Lößprofile und ihre paläoklimatische Auswertung*. Eiszeitalter und Gegenwart. 21. 122-144.
- BRONGER, A. 1972. *Zur Mikromorphologie und Genese von Paläoböden aus Löß im Karpatenbecken*. In: Third International Working-Meeting on Soil Micromorphology, Wrocław, 1969. Wrocław. 607-615.
- BRONGER, A. 1976. *Zur quartären Klima- und Landschaftsentwicklung auf (paläo)-pedologischer und bodengeographischer Grundlage*. Kiel, Univ. Kiel. 268 p.

- BRONGER, A. 1979. *The value of mineralogical and clay mineralogical analyses of loess soils for the investigations of pleistocene stratigraphy and paleoclimate*. Acta Geologica Acad. Sci. Hung. 22. 1-4. 141-152.
- BRONGER, A. 1988. *Exkursion (Post Congress) vom 10. - 17. 8. 1987: Mississippi River Valley Loess Tour*. Eiszeitalter und Gegenwart. 38. 144-148.
- BRONGER, A. - CATT, J. A. 1989. *Paleosols: problems of definition, recognition and interpretation*. Catena Supplement. 16. 1-7.
- BRONGER, A. - HEINKELE, Th. 1989a. *Micromorphology and genesis of paleosols in the Luochuan loess section, China: Pedostratigraphic and environmental implication*. Geoderma. 45. 123-143.
- BRONGER, A. - HEINKELE, Th. 1989b. *Paleosol sequences as witnesses of pleistocene climatic history*. Catena Supplement. 16. 163-186.
- BRONGER, A. - HEINKELE, Th. 1990. *Mineralogical and clay mineralogical aspects of loess research*. Quaternary International. 7-8. 37-51.
- BRONGER, A. - PANT, R. K. - SINGHVI, A. K. 1987. *Micromorphology, mineralogy, genesis and dating of loess-paleosols sequences and their application to pleistocene chronostratigraphy and paleoclimate: A comparison between SE Central Europe and the Kashmir-Valley*. In: LIU, T. (ed.): Aspects of loess research. Beijing, China Ocean Press. 121-129.
- BRUINS, H. J. - YAALON, D. H. 1979. *Stratigraphy of the Netivot Section in the Desert Loess of the Negev (Israel)*. Acta Geologica Acad. Sci. Hung. 22. 1-4. 161-171.
- BRUNHES, B. 1906. *Recherches sur la direction d'aimantation des roches volcaniques*. Journal de Physique Theorie et Appliquée, Series 4. 5. 705-724.
- BRUNNACKER, K. 1956. *Regionale Bodendifferenzierungen während der Würmeiszeit*. Eiszeitalter und Gegenwart. 7. 43-47.
- BRUNNACKER, K. 1957. *Bemerkungen zur Feinstgliederung und zum Kalkgehalt des Lösses*. Eiszeitalter und Gegenwart. 8. 197-11.
- BRUNNACKER, K. 1964. *Die Würmeiszeit in Bayern im Lichte der Lössforschung*. In: Report of the VIth International Congress on Quaternary. Warsaw, 1961. Vol. IV. Symp. on Loess. Łódz. 441-449.
- BRUNNACKER, K. 1967. *Grundzüge einer Löß- und Bodenstratigraphie am Niederrhein*. Eiszeitalter und Gegenwart. 18. 142-151.
- BRUNNACKER, K. 1974. *Lösse und Paläoböden der letzten Kaltzeit im mediterranen Raum*. Eiszeitalter und Gegenwart. 25. 62-95.
- BRUNNACKER, K. 1975. *Quartäraufschlüsse bei Ariendorf am unteren Mittelrhein*. Mainzer Naturwiss. Arch. 14. 93-141.
- BRUNNACKER, K. 1984. *Quaternary stratigraphy in the lower Rhine area and Northern Alpine foothills*. In: SIBRAVA, V. - BOWEN, D. O. - RICHMOND, G. M. (eds.): Quaternary glaciations in the Northern Hemisphere. Report of the International Geological Correlation Programme, Project 24. Oxford, Pergamon. 373-379.
- BRUNNACKER, K. - HAHN, J. 1978. *Der jungpleistozäne Löß samt paläolithischen Kulturen in den Rheinlanden als Glied einer zeitlichen und räumlichen Faziesänderung*. In: Beiträge zur Quartär- und Landschaftsforschung. Festschrift zum 60 Geburtstag von Julius Fink. Wien. 37-51.
- BRUNNACKER, K. - LÖSCHER, M. - TILLMANN, W. - URBAN, B. 1982. *Correlation of the Quaternary terrace sequence in the lower Rhine Valley and North Alpine Foothills of Central Europe*. Quaternary Research. 18. 152-173.
- BRYAN, K. 1945. *Glacial versus desert origin of loess*. American Journal of Science. 243. 245-248.
- BRYCE, J. 1833. *On the evidence of diluvial action in the north of Ireland*. Journal of Geological Society - Dublin.
- BUCH, M. W. - ZÖLLER, L. 1990. *Gliederung und Thermolumineszenz-Chronologie der Würmlösse im Raum Regensburg*. Eiszeitalter und Gegenwart. 40. 63-84.
- BULLA, B. 1934. *A magyarországi löszök és folyóteraszok problémái*. Földrajzi Közlemények. 136-149.
- BULLA, B. 1937. *Der pleistozäne Löß im Karpatenbecken. I-II*. Földtani Közlöny. 67. 196-216, 289-309.

- BULLA, B. 1938. *Der pleistozäne Löss im Karpathenbecken. III.* Földtani Közlöny. 68. 33-58.
- BULLA B. 1953. *Az Alföld felszínének kialakulása.* In: Alföldi Kongresszus. Budapest, Akadémiai Kiadó. 59-69.
- BURACZYNSKI, J. 1978. *Heavy mineral composition of the Middle Rhine Lowland loesses.* Annales Univ. M. Curie-Skłodowska. Sectio B. 32-33. 4. 103-124.
- BURACZYNSKI, J. - BUTRYM, J. 1987. *Thermoluminescence stratigraphy of the loess in the Southern Rhinegraben.* Catena Supplement. 9. Loess and Environment. 81-94.
- BURBANK, D. W. - LI, J. 1985. *Age and paleoclimatic significance of the loess of Lanzhou, north China.* Nature. 316. 6027. 429-431.
- BUTRYM, J. 1985. *Application of the thermoluminescence method to dating of loesses and loesslike formations.* In: MARUSZCZAK, H. (ed.): Guide-Book Int. Symposium. Problems of the stratigraphy and paleogeography of loesses. Lublin. 81-90.
- BUTRYM, J. - MARUSZCZAK, H. 1984. *Thermoluminescence chronology of younger and older loesses.* In: PÉCSI, M. (ed.): Lithology and stratigraphy of loess and paleosol. Budapest, Geogr. Research Institute. 195-199.
- BÜDEL, J. 1951. *Die Klimazonen des Eiszeitalters.* Eiszeitalter und Gegenwart. 1. 16-26.
- CAILLEUX, A. 1952. *Morphoskopische Analyse der Geschiebe und Sandkörner und ihre Bedeutung für die Paleoklimatologie.* Geologische Rundschau. 40.
- CATT, J. A. 1977. *Loess and coversands.* In: SHOTTON, F. W. (ed.): British Quaternary Studies. Oxford, Clarendon Press. 221-229.
- CATT, J. A. (ed.) 1990. *Paleopedology manual.* Quaternary International. 6. 95 p.
- CEGLA, J. - BUCKLEY, T. - SMALLEY, I. J. 1971. *Microtextures of particles from some European loess deposits.* Sedimentology. 17. 129-134.
- CHAMBERLIN, T. C. 1894. *Glacial phenomena of North America.* In: GEIKIE, J.: The great ice age and its relations to the antiquity of man. London.
- CHAMBERLIN, T. C. 1897. *Supplementary hypothesis respecting the origin of the loess of the Mississippi valley.* Journal of Geology. 5. 795-802.
- CHARLESWORTH, J. K. 1957. *The Quaternary Era with special reference to its glaciation.* 2. London, E. Arnold Ltd. 1700 p.
- CHARPENTIER, J. de. 1835. *Sur la cause probable du transport des blocs erratiques de la Suisse.* Ann. de mines. 8.
- CHARPENTIER, J. de. 1841. *Essai sur les glaciers et sur le terrain erratique du bassin du Rhone.* Lausanne, Ducloix. 363 p.
- CHEN, F. - LI, J. - ZHANG, W. 1991. *Loess stratigraphy of the Lanzhou profile and its comparison with deep-sea sediments and ice core records.* In: PÉCSI, M. (ed.): Distribution and chronological problems of loess. GeoJournal. 24. 2. 200-209.
- CHEN, G. - LIN, J. - LI, S. 1978. *A discussion on the ages of fossils-bearing Lantian Man Strata.* In: Selected Papers of Paleontology. Beijing, Science Press. 151-157.
- CHENG, M. - HAN, J. - WU, Z. (eds.) 1985. *International Symposium on Loess Research. Guidebook for excursions from Xian to Ansai Loess Plateau.* Xian, Chiqua. 33 p.
- CHIA, L. - WEI, C. 1976. *Palaeolithic site at Hsu-Chia Yao in Yangkao county, Shansi Province.* Kaogu Suebo. 2. 97-114.
- CODARCEA, V. 1977. *A paksi és mohácsi löszszelvények fő nehézsúlyainak százalékos megoszlása. Percentage distribution of heavy minerals in the loess profiles at Paks and Mohács.* Földrajzi Közlemények. 25. (101.) 1-3. 138-143.
- CODARCEA, V. - BANDRABUR, T. 1984. *Mineralogical composition of loess deposits from the Trotus-Siret-Milcov region (Romania).* In: PÉCSI, M. (ed.): Lithology and stratigraphy of loess and paleosols. Budapest, Geogr. Research Institute. 87-94.
- CONEA, A. 1972. *Guidebook to excursions of the INQUA Loess Commission in Romania: Guidebook to Excursion no. 10.* Bucharest, Geological Institute. 53 p.

- COOKE, H. B. S. - HALL, J. M. - RÓNAI, A. 1979. *Paleomagnetic, sedimentary and climatic records from boreholes at Dévaványa and Vésztő, Hungary*. Acta Geologica Acad. Sci. Hung. 22. 1-4. 89-109.
- COUDÉ-GAUSSSEN, G. 1987. *The perisaharan loess: Sedimentological characterization and paleoclimatical significance*. GeoJournal. 15. 2. 177-185.
- COUDÉ-GAUSSSEN, G. 1990. *The loess and loess-like deposits along the sides of the Western Mediterranean Sea: Genetic and palaeoclimatic significance*. Quaternary International. 5. 1-8.
- COX, A. 1969. *Geomagnetic reversals*. Science. 163. 237-245.
- COX, A. - DOELL, R. R. - DALRYMPLE, G. B. 1963. *Geomagnetic polarity epochs and Pleistocene geochronometry*. Nature. 198. 1049-1050.
- CREMASCHI, M. et al. 1990. *Sedimentary and pedological processes in the Upper Pleistocene loess of Northern Italy. The Bagaggera sequence*. Quaternary International. 5. 23-38.
- CROLL, J. 1875. *Climate and time*. New York. Appleton & Co.
- CUVIER, G. 1825. *Recherches sur les ossements fossiles*. Éd. 3. Paris.
- De PLOEY, J. 1973. *A soil-mechanical approach to the erodibility of loess by solifluction*. Revue de Géomorphologie Dynamique. 22. 51-70.
- DEMEK, J. - KUKLA, J. 1969. *Periglazialzone, Löß und Paläolithikum der Tschechoslowakei*. Brno, Tschech. Akad. Wiss. Geogr. Inst. Brno. 157 p.
- DENISOV, N. Ya. 1944. *Some theoretical premises and experimental proofs on the soil-hypothesis of loess-formation*. Izvestiya Akad. Nauk SSSR, Seriya Geol. 2. 15-21.
- DENTON, G. H. - HUGHES, T. J. (eds.) 1981. *The last great ice sheets*. New York, Wiley. 484 p.
- DENTON, G. H. - HUGHES, T. J. 1983. *Milankovich theory of ice ages: Hypothesis of ice-sheet linkage between regional insolation and global climate*. Quaternary Research. 20. 125-144.
- DENTON, G. H. - KARLEN, W. 1973. *Holocene climatic variations - their pattern and possible cause*. Quaternary Research. 3. 155-205.
- DERBYSHIRE, E. 1983. *On the morphology, sediments, and origin of the loess plateau of Central China*. In: GARDNER, R. - SCOGING, H. (eds.): *Mega-Geomorphology*. Oxford, Clarendon Press. 172-194.
- DERBYSHIRE, E. 1984. *Granulometry and fabric of the loess at Jiuzhoutai, Lanzhou, People's Republic of China*. In: PÉCSI, M. (ed.): *Lithology and stratigraphy of loess and paleosols*. Budapest, Geogr. Research Institute. 95-104.
- DERBYSHIRE, E. - MELLORW, T. W. 1988. *Geological and geotechnical characteristics of some loess and loessic soils from China and Britain: a comparison*. Engineering Geology. 25. 2-4. 135-176.
- DERGACHEVA, M. I. - ZÜKINA, V. SZ. 1988. *Organicszeskoe vevseszivo iszkopajemüh pocsv*. Novosibirsk, Nauka. 128 p.
- DOBOSI, V. T. - VÖRÖS, I. - KROLOPP, E. - SZABÓ, J. - RINGER, Á. - SCHWEITZER, F. 1983. *Upper palaeolithic settlement in Pilismarót-Pálrét*. Acta Archaeologica Acad. Sci. Hung. 35. 3-4. 288-311.
- DODONOV, A. E. 1979. *Stratigraphy of the Upper Pliocene-Quaternary deposits of Tajikistan (Soviet Central Asia)*. Acta Geologica Acad. Sci. Hung. 22. 1-4. 63-73.
- DODONOV, A. E. 1982. *Guidebook for excursions A-11 and C-11. Uzbek SSR, Tajik SSR*. INQUA XI. Congress. Moscow. 68 p.
- DODONOV, A. E. 1984. *Stratigraphy and correlation of Upper Pliocene-Quaternary deposits of Central Asia*. In: PÉCSI, M. (ed.): *Lithology and stratigraphy of loess and paleosols*. Budapest, Geogr. Research Institute. 201-212.
- DODONOV, A. E. 1986. *Stratigraphy and paleogeography of loess in Middle Asia*. Annales Univ. M. Curie-Skłodowska. Sectio B. 41. 1. 1-13.
- DODONOV, A. E. 1987. *Geochronology of loess in Central Asia and Quaternary events*. In: PÉCSI, M. - VELICHKO, A. (eds.): *Paleogeography and loess. (Studies in geography in Hungary 21.)* Budapest, Akadémiai Kiadó. 65-74.
- DODONOV, A. E. - PENKOV, A. V. 1977. *Some data on the stratigraphy of the watershed loesses in Tajik depression*. Bull. of the Commission on the Quaternary Research. 47. 67-76.

- DONN, W. L. - EWING, M. 1966. *A theory of Ice Ages III*. Science. 152. 1706-1712.
- DREIMANIS, A. - RAUKAS, A. 1975. *Did Middle Wisconsin, Middle Weichselian, and their equivalents represent an interglacial, or an interstadial complex in Northern Hemisphere?* In: SUGGATE, R. P. - CRESSWELL, M. M. (eds.): *Quaternary studies*. R. Soc. N. Zeal. Bull. 13. 109-120.
- DRUIF, J. H. 1927. *Over het ontstaan der Limburgsche löss in verband met haar mineralogische samenstelling*. Utrecht, Proefschrift, Bosch & Zoon. 331 p.
- EBERL, B. 1928. *Zur Gliederung und Zeitrechnung des alpinen Glazials*. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 80. 107-117.
- EGRI, Gy. 1972. *The physico-chemical properties and engineering problems of the loess soils*. Acta Geologica Acad. Sci. Hung. 16. 337-345.
- EISSMANN, L. 1974. *Die Begründung der Inlandeistheorie für Norddeutschland durch den Schweizer Adolph von Morlot im Jahre 1844*. Abh. u. Ber. Naturkundl. Mus. "Mauritanum" Altenburg. 8. 289-318.
- EMILIANI, C. 1955. *Pleistocene temperatures*. Journal of Geology. 63. 538-578.
- EMILIANI, C. 1966. *Paleotemperature analysis of the Carribean cores P6304-8 and P6304-9, and a generalized temperature curve for the past 425.000 years*. Journal of Geology. 74. 2. 109-124.
- EMILIANI, C. 1967a. *The generalized temperature curve for the past 425.000 years*. Journal of Geology. 504-510.
- EMILIANI, C. 1967b. *The Pleistocene record of the Atlantic and Pacific oceanic sediments*. Progress in Oceanogr. 4. 219-224.
- ERDÉLYI M. 1960. *Geomorfológiai megfigyelések Dunaföldvár, Solt és Izsák környékén*. Földrajzi Értesítő. 9. 3. 257-276.
- ERICSON, D. B. - BROECKER, W. S. - KULP, J. L. - WOLLIN, G. 1956. *Late-Pleistocene climates and deep-sea sediments*. Science. 124. 385-389.
- ERICSON, D. B. - EWING, M. - WOLLIN, G. - HEEZEN, B. C. 1961. *Atlantic deep-sea sediment cores*. Geol. Soc. of America Bull. 72. 173-286.
- ERICSON, D. B. - WOLLIN, G. 1964. *The deep and the past*. New York, Alfred A. Knopf. 301 p.
- ERICSON, D. B. - WOLLIN, G. 1968. *Pleistocene climates and chronology in deep-sea sediments*. Science. 162. 1227-1234.
- EVSTATIEV, D. 1988. *Loess improvement methods*. Engineering Geology. 25. 2-4. 341-366.
- FAIRBRIDGE, R. W. (ed.) 1968. *The encyclopedia of geomorphology*. New York, Reinhold Book Corporation. 1295 p.
- FAIRBRIDGE, R. W. 1972. *Climatology of glacial cycle*. Quaternary Research. 2. 283-302.
- FEDOROFF, N. - GOLDBERG, P. 1982. *Comparative micromorphology of two late pleistocene paleosols (in the Paris Basin)*. Catena. 9. 227-251.
- FEDOROVICH, B. A. 1972. *Recent and ancient, cold and warm loesses and their relationship with glaciations and deserts*. Acta Geologica Acad. Sci. Hung. 16. 371-381.
- FINK, J. 1956. *Zur Korrelation der Terrassen und Löss in Österreich*. Eiszeitalter und Gegenwart. 7. 49-77.
- FINK, J. 1962. *Studien zur absoluten und relativen Chronologie der fossilen Böden in Österreich*. Archaeologia Austriaca. 31. 1-18.
- FINK, J. 1964. *Die Böden von Niederösterreich*. Jahrb. für Landeskunde von Niederösterreich. 36. 965-968.
- FINK, J. 1965. *Die Subkommission für Lößstratigraphie der Internationalen Quartärvereinigung*. Eiszeitalter und Gegenwart. 16. 264-275.
- FINK, J. 1974. *Key sites of Quaternary stratigraphy in the Danubian Area*. In: Report Nr. 1. IGCP-Project "Quaternary glaciations in the Northern Hemisphere". Prag. 50-68.
- FINK, J. 1976. *Internationale Lößforschungen. Berichte der INQUA-Lößkommission*. Eiszeitalter und Gegenwart. 27. 220-235.
- FINK, J. 1979. *Paleomagnetic research in the northern foothills of the Alps and in the Vienna Basin*. Acta Geologica Acad. Sci. Hung. 22. 1-4. 125-132.

- FINK, J. - HAASE, G. - RUSKE, R. 1977. *Bemerkungen zur Lößkarte von Europa 1:2 500 000*. Petermanns Geographische Mitteilungen. 121.
- FINK, J. - KUKLA, G. J. 1977. *Pleistocene climates in Central Europe: A least 17 interglacials after the Olduvai event*. Quaternary Research. 7. 363-371.
- FINK, J. - KOCI, A. - PEVZNER, M. A. 1979. *Paleomagnetic research in the Northern Foothills of the Alps*. In: Report No. 5. IGCP Projects, 73-1-24. Praha. 108-116.
- FIRBAS, F. 1967. *Pflanzengeographie*. In: E. Strasburger's Lehrbuch der Botanik. 29. Aufl. Stuttgart, Gustav Fischer. 679-707.
- FODOR T. - HORVÁTH Zs. - SCHEUER Gy. - SCHWEITZER F. 1981. *A Dunakömlőd-Paks közötti dunai magaspárt mérnökgeológiai térképezése és vizsgálata*. Földtani Közlöny. 111. 258-280.
- FODOR, T. - SCHEUER, Gy. - SCHWEITZER, F. 1982. *Engineering geological investigations of the loess sequences along the Danube in Hungary*. In: PÉCSI, M. (ed.): Quaternary studies in Hungary. Budapest, Geogr. Research Institute. 233-243.
- FOLLMER, L. R. 1978. *The Sangamon soil in its type area. A review*. In: MAHANEY, W. C. (ed.): Quaternary soils. Norwich, Geo Abstracts. 125-166.
- FOLLMER, L. R. 1979. *Wisconsinan, Sangamonian and Illinoian stratigraphy in central Illinois*. Urbana, Illinois State Geological Survey. 139 p.
- FOLLMER, L. R. 1982. *The geomorphology of the Sangamon surface: its spatial and temporal attributes*. In: THORN, C. E. (ed.): Space and time in geomorphology. London, Allen and Unwin. 117-146.
- FOLLMER, L. R. - MCKENNA, D. P. - KING, J. E. 1986. *Quaternary records of Central and Northern Illinois. Field Guide. American Quaternary Association Ninth Biennial Meeting 31 May - 6 June 1986*. Urbana, Univ. of Illinois. 84 p.
- ✕ FRANYÓ F. 1961. *A fuóhomok és a lösz települési viszonyai a Duna-Tisza köze középső részén*. MÁFI Évi Jelentése az 1961. évről. II. 31-46.
- FRANYÓ F. 1977. *A Magyar Állami Földtani Intézet 1968-1975 között mélyített kutatófúrásai az Alföldön. Exploratory drilling on the Great Hungarian Plain by the Hungarian Geological Institute from 1968 to 1975*. Földrajzi Közlemények. 25. (101.) 1-3. 60-71.
- FRÄNZLE, O. 1960. *Interstadiale Bodenbildungen in oberitalienischen Würm-Lössen*. Eiszeitalter und Gegenwart. 11. 196-205.
- FRENZEL, B. 1964. *Zur Pollenanalyse von Lössen. Untersuchungen der Lößprofile von Oberfellabrunn und Stillsfried (Niederösterreich)*. Eiszeitalter und Gegenwart. 15. 5-39.
- FRENZEL, B. 1983. *Grundzüge der pleistozänen Vegetationsgeschichte Nord-Eurasiens*. Wiesbaden, Steiner. 326 p.
- FRENZEL, B. 1988. *Projektgruppe "Terrestrische Paläoklimatologie"*. Akademie der Wissenschaften und der Literatur Mainz. Jahrbuch 1988. 195-218.
- FRENZEL, B. 1989. *The history of flora and vegetation during the Quaternary*. Progress in Botany. 50. 327-340.
- FRYE, J. C. 1973. *Pleistocene succession of the central interior United States*. Quaternary Research. 3. 2. 275-283.
- FRYE, J. C. - GLASS, H. D. - WILLMAN, H. B. 1962. *Stratigraphy and mineralogy of the Wisconsinan loesses of Illinois*. Illinois State Geological Survey. 55 p.
- FRYE, J. C. - LEONARD, A. B. 1967. *Buried soils, fossil mollusks, and late Cenozoic paleoenvironments*. In: Essays in paleontology and stratigraphy. Geology spec. publ. 2. Lawrence, Univ. Kansas. 429-444.
- FRYE, J. C. - WILLMAN, H. B. - GLASS, H. D. 1968. *Correlation of Midwestern Loesses with the glacial succession*. In: SCHULTZ, C. B. - FRYE, J. C. (eds.): Loess and related eolian deposits of the World. Lincoln, Univ. of Nebraska Press. 3-22.
- GAMPER, M. - SUTER, J. 1982. *Postglaziale Klimageschichte der Schweitzer Alpen*. Geogr. Helvetica. 37. 2. 105-114.
- GANSSEN, R. 1922. *Die Entstehung und Herkunft des Lösses*. Mitt. aus d. Laborat. d. Preuss. Geol. Landesanst. 4. 37-46.

- GAO, G. 1988. *Formation and development of the structure of collapsing loess in China*. Engineering Geology. 25. 2-4. 235-246.
- GÁBORI, M. - GÁBORI, V. 1957. *Les stations de loess paléolithiques de Hongrie*. Acta Archaeologica Acad. Sci. Hung. 8. 3-117.
- GÁBRIS, Gy. - HORVÁTH, E. - JUVIGNÉ, E. 1991. *Pleistocene marker horizon in Carpathian Basin loess: the Bug Tephra*. In: Quaternary environment in Hungary. Budapest, Akadémiai K. 91-97.
- GEIKIE, J. 1894. *The great ice age and its relations to the antiquity of man*. London. 850 p.
- GELLERT, J. F. 1963. *Adalékok a kínai lösz kérdéséhez*. Földrajzi Közlemények. 11. (87.) 130-135.
- GERASIMOV, I. P. 1964. *Loess genesis and soil formation*. In: Report of 6th INQUA Congress Warsaw 1961. 4. Symposium on Loess. Łódz. 463-468.
- GERASIMOV, I. P. 1973. *Chernozems, buried soils and loesses of Russian Plain: their age and genesis*. Soil Science. 116. 202-210.
- GEREI, L. - REMÉNYI, M. - PÉCSI-DONÁTH, É. 1979. *Mineralogical analysis of the borehole, drilled 1978 on the loess plateau of Dunakömlöd*. In: PÉCSI, M. (ed.): Studies on loess. Budapest, Akadémiai Kiadó. 501-511.
- GEYH, M. A. 1971. *Die Anwendung der 14-C-Methode und anderer radiometrischer Datierungsverfahren für das Quartär*. Clausthaler tekton. H. 11. 118 p.
- GEYH, M. A. 1990. *14C dating of loess*. Quaternary International. 7-8. 115-118.
- GHENEA, C. - CODARCEA, V. 1979. *Remarks on the loess mineralogy from Dobrogea (coarse fraction)*. Acta Geologica Acad. Sci. Hung. 22. 1-4. 301-305.
- GLASS, H. D. - FRYE, J. C. - WILLMAN, H. B. 1968. *Clay minerals composition, a source indicator of Midwest loess Quaternary of Illinois*. University of Illinois. Special Publication. 14. 35-40.
- GONG, Z. - CHEN, H. - WANG, Z. - CAI, F. - LUO, G. 1987. *The epigenetic geochemical types of loess in China*. In: LIU, T. (ed.): Aspects of loess research. Beijing, China Ocean Press. 328-340.
- GOUNESHIAN, O. G. et al. 1984. *Principles of engineering-geological mapping of loess and loess-like rocks*. In: PÉCSI, M. (ed.): Lithology and stratigraphy of loess and paleosols. Budapest, Geogr. Research Institute. 283-290.
- GRABOWSKA-OLSZEWSKA, B. 1975. *SEM analysis of microstructures of loess deposits*. Bull. Int. Assoc. Eng. Geol. 11. 45-48.
- GRABOWSKA-OLSZEWSKA, B. 1988. *Engineering-geological problems of loess in Poland*. Engineering Geology. 25. 2-4. 177-200.
- GRABOWSKA-OLSZEWSKA, B. 1989. *Skeletal microstructure of loesses -- its significance for engineering-geological and geotechnical studies*. Applied Clay Science. 4. 327-336.
- GRAHMANN, R. 1932. *Der Löss in Europa*. Mitteilungen der Gesellschaft für Erdkunde zu Leipzig 1930-31. 51. 5-24.
- GRICHUK, V. P. 1984. *Late Pleistocene Vegetation History*. In: VELICHKO, A. A. (ed.): Late Quaternary Environments of the Soviet Union. Minneapolis, University of Minnesota Press. 155-179.
- GUENTHER, E. W. 1961. *Sedimentpetrographische Untersuchung von Lössen zur Gliederung des Eiszeitalters und zur Einordnung paläolithischer Kulturen. Teil 1. Methodische Grundlagen mit Erläuterung an Profilen*. Köln, Graz, Böhlau Verlag. 91 p.
- GUENTHER, E. W. 1987. *Zur Gliederung der Lössen des südlichen Oberrheintals*. Eiszeitalter und Gegenwart. 37. 67-77.
- GUIOT, J. - PONS, A. - BEAULIEU, J. L. de - REILLE, M. 1989. *A 140.000-year continental climate reconstruction from two European pollen records*. Nature. 338. 6213. 309-313.
- GUO, Z. - FEDOROFF, N. - AN, Z. 1991. *Genetic types of the Holocene soil and the Pleistocene paleosols in the Xifeng loess section in Central China*. In: LIU, T. (ed.): Loess, environment and global change. Beijing, Science Press. 93-111.
- HAASE, G. 1963. *Stand und Probleme der Lössforschung in Europa*. Geogr. Berichte. 27. 97-129.

- HAASE, G. - LIEBEROTH, I. - RUSKE, R. 1970. *Sedimente und Paläoböden im Lößgebiet*. Petermanns Geographische Mitteilungen. 274. 99-112.
- HÄDRICH, F. 1968. *Loess in southwest Germany (Baden and Württemberg)*. In: SCHULTZ, C. B. - FRYE, J. C. (eds.): *Loess and related eolian deposits of the World*. Proc. 7th INQUA Congress. Boulder-Denver, Univ. Nebraska Press. 339-342.
- HÄDRICH, F. 1985. *Löß und Paläoböden im südlichen Oberrheingebiet*. In: Exkursion I. DEUQUA-Tagung Freiburg i. Br. Hannover, Deutsche Quartervereinigung. 71-88.
- HAESAERTS, P. 1985. *Les loess du Pleistocène supérieur en Belgique. Comparaisons avec les séquences d'Europe Central*. Bulletin de l'Association française pour l'Étude du Quaternaire. 2-3. 105-115.
- HAESAERTS, P. - JUVIGNÉ, E. - KUYL, O. S. - MÜCHER, H. J. - ROEBROEKS, W. 1981. *Compte rendu de l'excursion du juin 13 1981, en Hesbaye et au Limbourg néerlandais, consacrée à la chronostratigraphie des loess du Pleistocene supérieur*. Ann. Soc. Géol. Belgique. 104. 223-240.
- X HAHN Gy. 1969. *Több mint 100 éves a magyar löszkutatók*. Földtani Kutatás. 12. 3. 29-48.
- HAHN, Gy. 1972. *The granulometric properties of the Hungarian loesses*. Acta Geologica Acad. Sci. Hung. 16. 353-358.
- X HAHN Gy. 1977. *A magyarországi löszök litológiája, genetikája, geomorfológiai és kronológiai tagolása*. Földrajzi Értesítő. 26. 1. 1-28.
- HAHN, Gy. 1985. *Problems of the granulometry of loess*. In: PÉCSI M. (ed.): *Loess and the Quaternary. Chinese and Hungarian Case studies*. Budapest, Akadémiai Kiadó. 105-111.
- HAHN, Gy. 1987. *Chronology of the Paks loess exposures*. In: PÉCSI, M. - FRENCH, H. M. (eds.): *Loess and periglacial phenomena*. Budapest, Akadémiai Kiadó. 87-103.
- HAHN, Gy. - PÉCSI, M. - SCHWEITZER, F. 1985. *Environmental geomorphological investigations of loess bluffs for protection against landslides*. In: PÉCSI, M. (ed.): *Environmental and dynamic geomorphology*. Budapest, Akadémiai Kiadó. 85-96.
- HAJIC, E. R. 1986. *Pre-Wisconsinan loesses and paleosols at Pancake Hollow, West-Central Illinois*. In: GRAHAM, R. W. et al.: *Quaternary records of Southwestern Illinois and adjacent Missouri*. Field guide American Quaternary Association Ninth Biennial Meeting 31 May - 6 June 1986. Urbana, Illinois State Geological Survey. 90-97.
- HAN, J. 1982. *A preliminary study on the clay mineralogy of loess at Luochuan section*. In: *Quaternary geology and environment of China*. Beijing, China Ocean Press. 67-72.
- HAYS, J. D. - IMBRIE, J. - SHACKLETON, N. J. 1976. *Variations in the earth's orbit: Pacemaker of the ice ages*. Science. 194. 1121-1132.
- HEER, O. 1879. *Die Urwelt der Schweiz*. Zürich.
- HEIDE, K. - VÖLKSCH, G. - HORN, L. - LEHMANN, Th. 1988. *Calcitwhisker in rezenten Sedimenten*. Chem. Erde. 48. 223-231.
- HEIM, J. - LAUTRIDOU, J. P. - MAUCORPS, J. - PUISSÉGUR, J. J. - SOMME, J. - THÉVENIN, A. 1982. *Achenheim: Une séquence-type des loess du Pléistocène moyen et supérieur*. Bulletin de l'Association française pour l'Étude du Quaternaire. 147-159.
- HELLER, F. - BEAT, M. - WANG, J. - LI, H. - LIU, T. 1987. *Magnetization and sedimentation history of loess in Central Loess Plateau of China*. In: LIU, T. (ed.): *Aspects of loess research*. Beijing, China Ocean Press. 147-163.
- HELLER, F. - LIU, T. 1984. *Magnetism of Chinese loess deposits*. Geophysical Journal of Research. 77. 125-141.
- HEUSSER, C. J. 1973. *Climatic records of the last ice age for Pacific mid-latitude the Americas*. In: IX. Congress INQUA. Abstracts. New Zealand. 150-151.
- HIR J. 1988. *Alsópleisztocén lejtőlösz előfordulása a Sajó-völgyben*. Földtani Közlöny. 118. 163-173.
- HOLMES, C. D. - RUSSEL, R. J. 1944. *Origin of loess - criticism and origin of loess - reply*. Amer. J. Science. 242. 442-450.
- HORVÁTH A. 1954. *A paksi pleisztocén üledékek csigái és értékelésük*. Állattani Közl. 44. 3-4. 171-185.

- IMBRIE, J. - HAYS, J. D. - MARTINSON, D. G. - McINTYRE, A. - MIX, A. C. - MORLEY, J. J. - PISIAS, N. G. - PRELL, W. L. - SHACKLETON, N. J. 1984. *The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine delta 18 O record*. In: BERGER, A. L. et al. (eds.): *Milankovich and climate. Part 1*. Boston, Reidel Publ. Co. 169-305.
- IMBRIE, J. - IMBRIE, K. P. 1979. *Ice ages: Solving the mystery*. London, MacMillan. 224 p.
- IMBRIE, J. - KIPP, N. G. 1971. *A new micropaleontological method for quantitative paleoclimatology: an application to a Late Pleistocene Caribbean core*. In: TUREKIAN, K. K. (ed.): *The Late Cenozoic glacial ages*. New Haven, Yale Univ. Press. 71-181.
- IMBRIE, J. - VAN DONK, J. - KIPP, N. G. 1973. *Paleoclimatic investigation of a Late Pleistocene Caribbean deep-sea core: comparison of isotopic and faunal methods*. *Quaternary Research*. 3. 10-38.
- INOUE, K. - MARUSE, T. 1987. *Physical, chemical and mineralogical characteristics of modern eolian dust in Japan and rate of dust deposition*. *Soil Sci. Plant*. N. 33. 3. 327-345.
- IVANOVA, I. K. 1961. *Geologie der vielschichtigen paläolithischen Stationen von Moldova am mittleren Dnestr*. *Anthropozoikum*. 11. 197-220.
- IVANOVA, I. K. 1969. *Les loess de la partie sud-ouest du territoire européen de l'U.R.S.S. et leur stratigraphie*. In: FINK, J. (ed.): *La stratigraphie des loess d'Europe*. Bulletin l'Association française pour l'Étude du Quaternaire. Supplement. 127-134.
- IVANOVA, I. K. 1973. *Loess symposium 1971 in Hungary*. *Bjull. Komiss. po Izuch. Chetvert. Perioda*. 40. 172-177.
- IVANOVA, I. K. 1986. *Paleoekologija must' er Pridnestrov' ja i stratigrafija verkhnego pleystotsena periglyatsial' noy zony juga Evropeyskoy chast; SSSR*. In: *Quaternary Research, selected papers, XI. INQUA Congr. Mockva*. 156-167.
- JAHN, A. (ed.) 1969. *Le symposium sur l'action du vent et la formation du loess en milieu periglaciaire Würmien tenu a Wrocław, Pologne, le 11 Novembre 1968*. *Biuletyn Peryglacjalny*. Łódz. 224 p.
- JANEKOVIC, G. 1961. *Age and genesis of pseudogley on a noncarbonate loess of the southwestern border of the Pannonian Basin*. *Zagreb, Agric. Fak. Zagreb*.
- JANIK, C. V. 1969. *Die Linzer Lößprofile in pedologischer und epirogen-tektonischer Sicht*. *Naturkundliches Jahrbuch der Stadt Linz*. 235-256.
- JANIK, V. 1974. *Sedimentpetrographische Untersuchungen der Quartären Profile von St. Georgen a. d. Mattig und Mauerkirchen (Oberösterreich)*. *Jahrbuch des Oberösterreichischen Musealvereines*. 119. I. 145-178.
- JANUS, U. 1988. *Löß der südlichen Niederrheinischen Bucht*. Köln, Univ. Köln. 174 p.
- JERSAK, J. 1977. *Cyclic development of the loess cover in Poland*. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*. 20. 305. 83-96.
- JERSAK, J. 1985. *Poland's loess formations and their facial differentiation*. In: *Material on the issue of Poland's loesses*. Katowice, Silesian University. 1-9.
- JIANZHONG, S. 1988. *Environmental geology in loess areas of China*. *Environ. Geol. Water Sci.* 12. 1. 49-61.
- JOHNSON, W. H. - FOLLMER, L. R. 1989. *Source and origin of Roxana Silt and Middle Wisconsinan Midcontinent glacial activity*. *Quaternary Research*. 31. 319-331.
- JOUZEL, J. - BARKOV, N. I. - BARNOLA, J. M. - GENTHON, C. - KOROTKEVITCH, Y. S. - KOTLYAKOV, V. M. - LEGRAND, M. - LORIUS, C. - PETIT, J. P. - PETROV, V. N. - RAISBECK, G. - RAYNAUD, D. - RITZ, C. - YIOU, F. 1989. *Global change over the last climatic cycle from the Vostok ice core record (Antarctica)*. *Quaternary International*. 2. 15-24.
- JOUZEL, J. - LORIUS, C. - PETIT, J. R. - GENTHON, C. - BARKOV, N. I. - KOTLYAKOV, V. M. - PETROV, V. N. 1987. *Vostok ice core: continuous isotope temperature record over the last climatic cycle (160.000 years)*. *Nature*. 329. 403-408.
- JUVIGNÉ, E. H. - WINTLE, A. 1988. *A new chronostratigraphy of the Late Weichselian loess units in Middle Europe based on thermoluminescence dating*. *Eiszeitalter und Gegenwart*. 38. 94-105.
- KÁDÁR L. 1954. *A lösz keletkezése és pusztulása*. *Debreceni Kossuth Lajos Tudományegyetem Földrajzi Intézet. Közlemények*. II. 1-27.

- KÁDÁR L. 1967. *Létezett-e az európai pleisztocénben egynél több eljegesedési időszak?* Földrajzi Értesítő. 16. 2. 267-281.
- KAISER, K. 1975. *Die Inlandeis-Theorie, seit 100 Jahren fester Bestand der Deutschen Quartärforschung.* Eiszeitalter und Gegenwart. 26. 1-30.
- KEILHACK, K. 1918. *Die Nordgrenze des Lösses in ihren Beziehungen zum nordischen Diluvium.* Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 70.
- KEILHACK, K. 1920. *Das Rätsel der Lößbildung.* Zeitschr. der Deutsch. Geol. Ges. 72. 146-161.
- KES, A. S. 1984. *Zonation and faciality of loessic deposits.* In: PÉCSI, M. (ed.): *Lithology and stratigraphy of loess and paleosols.* Budapest, Geogr. Research Institute. 105-120.
- KES, A. S. - FEDOROVICH, B. A. 1975. *Problems of zonality and age of eolian soil melkozem (loesses and their analogues).* In: *Problemü region i obs. paleogeogr. lesszövüi i periglacial obl.* Moszkva, Acad. Sci. USSR Press. 95-105.
- KHODARY-EISSA, O. 1968. *Feinstratigraphische und pedologische Untersuchungen an Lößaufschlüssen im Kaiserstuhl (Südbaden).* Freiburg. 149 p.
- KLEBELSBERG, R. von 1948-1949. *Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie.* 1-2. Wien, Springer. 1028 p.
- KLIMA, B. - KUKLA, J. 1961. *Absolute chronological date of Czechoslovak Pleistocene.* In: *Czwartorzec Europy Środkowej i Wschodniej, czesc I., INQUA VI. Int. Cong., Inst. Geol., Prace 34.* Warszawa. 171-174.
- KLIMA, B. - KUKLA, J. - LOŽEK, V. - VRIES, A. de 1962. *Stratigraphie des Pleistozäns und Alter des paläolithisches in der Ziegelei von Dolni Vestonice /Unter Wisternitz/.* Anthropozoikum. 11. 93-145.
- KONISCHCHEV, V. N. 1987. *Origin of loess-like silt in Northern Yakutia, USSR.* GeoJournal. 15. 2. 135-139.
- KOST'ALIK, J. 1974. *Die fossilen Böden und Lösssedimente südwestlicher Teile des Nitrauer-Hügellands, ihre Genese, Charakteristik und Stratigraphie.* Nauka o Zemi. 7. 140-143.
- KOST'ALIK, J. 1986. *Problems of the lithology and stratigraphy of loess of Eastern Slovakia.* Annales Univ. M. Curie-Skłodowska. Sectio B. 41. 219-225.
- KÖLBL, L. 1930. *Studien über den Löß. Über den Löß des Donautales und der Umgebung von Krems.* Mitt. Geol. Ges. Wien. 23. 85-120.
- KÖPPEN, W. 1936. *Das geographische System der Klimate.* Handbuch der Klimatologie. Berlin.
- KÖPPEN, W. - WEGENER, A. 1924. *Die Klimate der geologischen Vorzeit.* Berlin, Gebr. Borntraeger. 266 p.
- KRASSNOV, I. I. 1971. *Karte der quartären Ablagerungen des europäischen Teiles der UdSSR und der angrenzenden Gebiete 1:1 500 000.*
- X KRETZOI, M. 1977. *A "löss-korszak" ökológiai viszonyai Magyarországon a gerinces-fauna alapján.* Földrajzi Közlemények. 25. (101.) 1-3. 89-93.
- KRETZOI, M. 1987. *Remarks on the correlation of European, North American and Asian Late Cenozoic local biochronologies.* In: PÉCSI, M. (ed.): *Pleistocene environment in Hungary.* Budapest, Geogr. Research Institute. 5-38.
- X KRETZOI M. - KROLOPP E. 1972. *Az Alföld harmadkor végi és negyedkori rétegtana az őslénytani adatok alapján.* Földrajzi Értesítő. 21. 2-3. 133-158.
- KRETZOI, M. - PÉCSI, M. 1979. *Pliocene and Pleistocene development and chronology of the Pannonian Basin.* Acta Geologica Acad. Sci. Hung. 22. 1-4. 3-33.
- KRETZOI M. - PÉCSI M. 1982. *A Pannóniai-medence pliocén és pleisztocén időszakának tagolása.* Földrajzi Közlemények. 30. (106.) 300-326.
- KRIGER, N. I. 1965. *Loess, its characteristics and relation to the geographical environment.* Moscow, Nauka. 296 p.
- KRIGER, N. I. 1984. *Lithoecology and energetics of loess: paleogeographic and genetic aspects.* In: PÉCSI, M. (ed.): *Lithology and stratigraphy of loess and paleosols.* Budapest, Geogr. Research Institute. 11-17.
- KRIGER, N. I. 1986. *Lessz. Formirovanie prozadocsnih szvoisztv.* Moszkva, Nauka. 132 p.

- KRIGER, N. I. - PÉCSI, M. (eds.) 1987. *Engineering geological research of loess and loess-like sediments in the USSR*. Budapest, Geogr. Research Institute. 144 p. (Bőséges orosz nyelvű irodalomjegyzékkel.)
- KRIVÁN, P. 1953. *Die erdgeschichtlichen Rhythmen des Pleistozänzeitalters*. Acta Geologica Acad. Sci. Hung. 2. 1-2. 79-90.
- KRIVÁN P. 1955. *A közép-európai pleisztocén éghajlati tagolódása. La division climatologique du pléistocène en Europe Centrale*. MÁFI Évkönyv. 43. 3. 363-503.
- KRIVÁN P. 1970. *A paksi és a villányi alsópleisztocén kifejlődések párhuzamosítása*. Földtani Közlöny. 90. 3. 303-321.
- KROLOPP E. 1977a. *A magyarországi negyedkori üledékek abszolút kronológiai adatai. Absolute chronological data of the Quaternary sediments in Hungary*. Földrajzi Közlemények. 25. (101.) 1-3. 230-232.
- KROLOPP E. 1977b. *A vértesszőlősi ősemberi lelőhely középső pleisztocén Mollusca-faunája. Middle Pleistocene mollusc fauna from the Vértesszőlős campsite of prehistoric man*. Földrajzi Közlemények. 25. (101.) 1-3. 204-211.
- KROLOPP, E. 1982. *Biostratigraphic classification of Pleistocene formations in Hungary on the basis of their mollusc fauna*. In: PÉCSI, M. (ed.): *Quaternary studies in Hungary*. Budapest, Geogr. Research Institute. 107-111.
- KROLOPP, E. 1983. *Biostratigraphic division of Hungarian pleistocene formations according to their mollusc fauna*. Acta Geologica Acad. Sci. Hung. 26. 1-2. 69-82.
- KRONBORG, Ch. - MEJDAHL, V. 1989. *Thermoluminescence dating of Eemian and Early Weichselian deposits in Denmark*. Quaternary International. 3-4. 93-99.
- KUBIENA, W. L. 1956. *Zur Mikromorphologie, Systematik und Entwicklung der rezenten und fossilen Lößböden*. Eiszeitalter und Gegenwart. 7. 102-112.
- KUBIENA, W. L. 1964. *Zur Mikromorphologie und Mikromorphogenese der Lößböden Neuseelands*. In: *Soil micromorphology*. Amsterdam. 219-235.
- KUHLE, M. 1988. *Eine Reliefspezifische Eiszeittheorie*. Die Geowissenschaften. 6. 5. 142-150.
- KUHN, B. F. 1787. *Versuch über den Mechanismus der Gletscher*. Zürich.
- KUKLA, G. J. 1961. *Lithologische Leithorizonte der tschechoslowakischen Lößprofile*. Vestník Ustred Ustavu Geol. 36. 369-372.
- KUKLA, G. J. 1970. *Correlation between loesses and deep-sea sediments*. Geol. Fören. Stockholm Förhandl. 92. 148-180.
- KUKLA, G. J. 1975. *Loess stratigraphy of Central Europe*. In: BUTZER, K. W. - ISAAC, G. L. (eds.): *After the Australopithecines*. The Hague, Paris, Mouton Publ. 99-188.
- KUKLA, G. J. 1977. *Pleistocene land-sea correlations. I. Europe*. Earth-Sci. Reviews. 13. 307-377.
- KUKLA, G. J. 1987a. *Loess stratigraphy in Central China*. Quaternary Science Reviews. 6. 191-219.
- KUKLA, G. J. 1987b. *Pleistocene climates in China and Europe compared to oxygen isotope record. Palaeoecology of Africa and the surrounding islands*. 18. 37-47.
- KUKLA, G. J. - AN, Z. 1989. *Loess stratigraphy in Central China*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 72. 203-225.
- KUKLA, G. J. - HELLER, F. - MING, L. - CHUN, X. - LIU, T. - AN, Z. 1988. *Pleistocene climates in China dated by magnetic susceptibility*. Geology. 16. 811-814.
- KUKLA, G. J. - LOŽEK, V. 1961. *Loess and related deposits*. In: *Survey of Czechoslovak Quaternary*. Czwartorzed Europy Srodkowej i Wschodniej. INQUA 6th Int. Congr., Inst. Geol. Prace 34. Warszawa. Inst. Geol. 11-28.
- KUKLA, G. J. - LOŽEK, V. 1969. *Trois profiles caracteristiques de la Bohême Centrale et de la Moravie du Sud*. Bull. de l'Assoc. Francaise pour l'Etude du Quaternaire. Paris. 53-58.
- KUKLA, G. J. - LOŽEK, V. - BARTA, J. 1962. *Das Lößprofil Nowé Mesto im Waagtal*. Eiszeitalter und Gegenwart. 12. 73-91.

- KUKLA, G. J. - KOČI, A. 1972. *End of the last interglacial in the loess record*. Quaternary Research. 2. 374-383.
- KULLENBERG, B. 1953. *Absolute chronology of deep-sea sediments and the deposition of clay on the ocean floor*. Stockholm, Tellus. 5. 302-335.
- KVASOV, D. D. - BLAZHCHISHIN, A. I. 1978. *The key to the sources of the Pliocene and Pleistocene glaciation is at the bottom of the Barents Sea*. Nature. 273. 138-140.
- LABEYRIE, J. 1984. *Le cadre paléoclimatique depuis 140.000 ans*. L'Anthropologie. 88. 19-48.
- LAMB, H. H. 1979. *The Little Ice Age in the northeast Atlantic*. Quaternary Research. 11. (1.) 1-20.
- Landforms Atlas of the Loess Plateau in China*. 1987. China Water Resources and Electric Power Press. Beijing. 102 p.
- LÁNG S. 1970. *Löszgenetikai kérdések Magyarországon*. Földrajzi Közlemények. 18. 4. 313-324.
- LAUTRIDOU, J. P. 1977. *The Pleistocene loess and sands of the plateau of Upper Normandy*. In: Abstracts of 10th INQUA Congress, Birmingham. Norwich, Geo Abstracts. 264.
- LAUTRIDOU, J. P. 1979. *Lithostratigraphie et chronostratigraphie des loess de Haute-Normandie*. Acta Geologica Acad. Sci. Hung. 22. 1-4. 125-132.
- LAUTRIDOU, J. P. (ed.) 1982. *The Quaternary of Normandy*. Caen, CNRS. 88 p.
- LAUTRIDOU, J. P. 1986. *The loess and other Pleistocene periglacial deposits of Northwest Europe including their relationships with marine formations and features*. Caen. Centre de Géomorphologie du CNRS.
- LAUTRIDOU, J. P. - SOMME, J. - JAMAGNE, M. 1984. *Sedimentological, mineralogical and geochemical characteristics of the loesses of North-West France*. In: PÉCSI, M. (ed.): *Lithology and stratigraphy of loess and paleosols*. Budapest, Geogr. Research Institute. 121-132.
- LAZARENKO, A. A. 1973. *A turkesztáni löszök anyagi összetételének és genezisének fő sajátosságai*. Földrajzi Közlemények. 21. (97.) 3-4. 293-295.
- LAZARENKO, A. A. 1984. *The loess of Central Asia*. In: VELICHKO, A. A. (ed.): *Late Quaternary environments of the Soviet Union*. Minneapolis, University of Minnesota Press. 125-131.
- LAZARENKO, A. A. - PAKHOMOV, M. M. - PENKOV, A. V. - SHELKOPLYAS, V. N. - GITERMAN, R. E. - MININA, E. A. - RANOV, V. A. 1977. *On the possibility of climatic stratigraphic differentiation of loess formation of Central Asia*. In: *Late Cenozoic of North Eurasia*. Moscow, Izd. Geol. Inst. AN SSSR. 70-82.
- LEGER, M. 1970. *Paleosols Quaternaires de l'Avant-Pays au Nord des Alpes*. Bulletin de l'Association française pour l'Étude du Quaternaire. 167-178.
- LEGER, M. 1987. *Micromorphologie de loess et paleosols intraloessiques en Souabe et Bavière*. Micromorphologie des Sols -- Soil Micromorphology. 611-618.
- LEGER, M. 1990. *Loess landforms*. Quaternary International. 7-8. 53-61.
- LEVERETT, F. 1886. *The loess of western Illinois and south-eastern Iowa*. Science. 3. 54-55.
- LI, J. - CHEN, F. - KANG, J. 1989. *Beijuan Loess profile near Linxia city and records of climatic fluctuations since Late Pleistocene*. In: *The Lanzhou Field Workshop on Loess, Geomorphological Processes and Hazards*. Journal of Lanzhou University. Xian-Lanzou-Xining.
- LIEBEROTH, I. 1962. *Die jungpleistozänen Lösses Sachsens im Vergleich zu denen anderer Gebiete*. Petermanns Geographische Mitteilungen. 188-198.
- LIEDTKE, H. 1986. *Stand und Aufgabe der Eiszeitforschung*. Geographische Rundschau. 38. 7-8. 412-419.
- LIU, T. (ed.) 1965. *A kínai löszök*. Peking, Science Press. 244 p., 23 fotómelléklet.
- LIU, T. (ed.) 1966. *The composition and texture of loess*. Peking, Science Press. 132 p.
- LIU, T. (ed.) 1985a. *Loess and the environment*. Beijing, China Ocean Press. 251 p.
- LIU, T. (ed.) 1985b. *Quaternary geology and environment of China*. Beijing, China Ocean Press. 301 p.
- LIU, T. (ed.) 1987. *Aspects of loess research*. Beijing, China Ocean Press. 447 p.
- LIU, T. (ed.) 1991. *Loess, environment and global change*. Beijing, Science Press. 288 p.

- LIU, T. - YUAN, B. 1987. *Paleoclimatic cycles in Northern China (Luochuan loess section and its environmental implication)*. In: LIU, T. (ed.): Aspects of loess research. Beijing, China Ocean Press.
- LIU, X. - LIU, T. - XU, T. - LIU, Ch. - CHEN, M. 1987. *A preliminary study on magnetostratigraphy of a loess profile in Xifeng Area, Gansu Province*. In: LIU, T. (ed.): Aspects of loess research. Beijing, China Ocean Press. 164-174.
- LÓCZY L. id. 1886. *A klnai birodalom természeti viszonyainak és országainak leírása*. Budapest, Természettudományi Társaság. 882 p.
- LÓCZY L. id. 1913. *A Balaton környékének geológiája és morfológiája*. Budapest, Magyar Földrajzi Társaság Balaton Bizottság. 617 p.
- LÓCZY, L. 1916. *Die geologischen Formationen der Balatongegend und ihre regionale Tektonik. Resultate der wiss. Erforschung der Balatonsee-Expedition. I. 1. Sekt.* Wien. 716 p.
- LOVIE, R. 1989. *Palaeomagnetic excursions during the last interglacial/glacial cycle: a synthesis*. Quaternary International. 3-4. 5-11.
- LOŽEK, V. 1964. *Die Umwelt der urgeschichtlichen Gesellschaft nach neuen Ergebnissen der Quartärgeologie in der Tschechoslowakei*. Jshr. mitteldt. Vorgesch. 48. 7-24.
- LOŽEK, V. 1965. *Das Problem der Lößbildung und die Lößmollusken*. Eiszeitalter und Gegenwart. 16. 61-75.
- LOŽEK, V. 1968. *The loess environment in Central Europe*. In: SCHULTZ, C. B. - FRYE, J. C.: Loess and related eolian deposits of the World. Proc. 7th INQUA Congress Boulder-Denver Colorado 1965. Boulder-Denver, Univ. Nebraska Press. 67-80.
- LOŽEK, V. 1969. *Paläontologische Charakteristik der Löß-Serien*. In: Periglazialzone, Löß und Paläolithikum der Tschechoslowakei. Brno, Tschechoslow. Akad. der Wiss. Geogr. Inst. 43-60.
- LOŽEK, V. 1976. *Klimaabhängige Zyklen der Sedimentation und Bodenbildung während des Quartärs im Lichte malakozoologischer Untersuchungen*. (Ein Beitrag zum Internationalen geologischen Korrelationsprogramm "Quaternary Glaciations of the Northern Hemisphere".) Praha, Akad. VED. 97 p.
- LOŽEK, V. 1990. *Molluscs in loess, their paleoecological significance and role in geochronology - principles and methods*. Quaternary International. 7-8. 71-79.
- LÖHR, H. - BRUNNACKER, K. 1974. *Metternicher und Eltviller Tuff-Horizont im Würm-Löß am Mittel- und Niederrhein*. Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch. 102. 168-190.
- LUGN, A. L. 1962. *The origin and sources of loess - in the Central Great Plains and adjoining areas of the Central Lowland*. Lincoln, Univ. of Nebraska. 105 p.
- LUGN, A. L. 1969. *The geomorphology of loess in North America; its sources and distribution*. In: TERS, M.(ed.): Études sur le Quaternaire dans le Monde. INQUA 8th Paris 1969. Paris. 77-84.
- LUKASHEV, K. I. 1961. *Problems of loess in the light of recent investigations*. Minsk, Akad. Nauk SSSR. 218 p.
- LUKASHEV, K. I. - DROMASHKO, S. G. - DOBROVOL'SKAYA, I. A. 1970. *Origin of carbonates in Belorussian loesses*. Soviet Soil Science. 2. 648-654.
- LUTENEGGER, A. J. (ed.) 1988. *Loess geotechnology*. Engineering Geology. Special issue. 25. 2-4.
- LUTENEGGER, A. J. - HALLBERG, G. R. 1988. *Stability of loess*. Engineering Geology. Special issue. 25. 2-4. 247-262.
- LÜTTIG, G. 1988. *Gehen wir auf eine neue Eiszeit zu?* Eiszeitalter und Gegenwart. 38. 6-16.
- LYELL, C. 1833. *Principles of geology*. 1-3. London, Murray. 1348 p.
- LYELL, C. 1834. *Observations on the loamy deposit called "loess" of the Basin of Rhine*. Edinburgh New Philosophical J. 17. 110-122.
- MADOS L. 1941. *A Tisza, Hármas-Körös, Hortobágy folyó és hortobágyi tárolómedence vizének vizsgálata*. Öntözésügyi Közlemények. 3. 2.
- MAISCH, M. 1982. *Zur Gletscher- und Klimageschichte des alpinen Spätglazials*. Geogr. Helvetica. 37. 2. 93-104.
- MANGERUD, J. 1989. *Correlation of the Eemian and the Weichselian with deep sea oxygen isotope stratigraphy*. Quaternary International. 3-4. 1-4.

- MANIA, D. 1973. *Paläoökologie, Faunenentwicklung und Stratigraphie des Eiszeitalters im mittleren Elbe-Saalegebiet aufgrund von Molluskengesellschaften*. 175 p.
- MANKINEN, E. A. - DALRYMPLE, G. B. 1979. *Revised geomagnetic polarity time scale for the interval 0-5 m.y. B.P.* J. Geophys. Res. 84. 615-626.
- MARKOVA, A. K. 1984. *Late pleistocene mammal fauna of the Russian Plain*. In: VELICHKO, A. A. (ed.): *Late Quaternary environments of the Soviet Union*. Minneapolis, University of Minnesota Press. 209-218.
- MARKOVIĆ-MARJANOVIĆ, J. 1979. *Sédiments lacustres-fluviaux de l'Éopleistocène - base de la série des loess pleistocènes de la rive droite du Danube en Yougoslavie*. Acta Geologica Acad. Sci. Hung. 22. 1-4. 133-139.
- MAROSI S. 1965. *A derázios völgyekről*. Földrajzi Értesítő. 14. 2. 229-242.
- MAROSI S. 1968. *A Marcali-hát geomorfológiája*. Földrajzi Értesítő. 17. 2. 185-210.
- MAROSI S. 1970. *Belső-Somogy kialakulása és felszínalakulása*. Földrajzi tanulmányok 11. Budapest, Akadémiai Kiadó. 169 p.
- MAROSI S. - SZILÁRD J. 1969. *A lejtőfejlődés néhány kérdése a talajképződés és a talajpusztulás tükrében*. Földrajzi Értesítő. 18. 1. 53-68.
- MAROSI S. - SZILÁRD J. 1974. *Újabb adatok a Balaton koráról*. Földrajzi Értesítő. 23. 2. 333-346.
- MAROSI, S. - SZILÁRD, J. 1988. *Microstratigraphical investigations on the shore of Lake Balaton*. In: PÉCSI, M. - STARKEL, L. (eds.): *Paleogeography of Carpathian region*. Proceedings of the Polish-Hungarian Paleogeographical Seminar. Budapest, Geogr. Research Institute. 43-57.
- MÁRTON, P. 1979a. *Paleomagnetism of the Mende brickyard exposure*. Acta Geologica Acad. Sci. Hung. 22. 1-4. 403-407.
- MÁRTON, P. 1979b. *Paleomagnetism of the Paks brickyard exposures*. Acta Geologica Acad. Sci. Hung. 22. 1-4. 445-449.
- MÁRTON, P. - PÉCSI, M. - SZEBÉNYI, E. - WÁGNER, M. 1979. *Alluvial loess (infusion loess) on the Great Hungarian Plain*. Acta Geologica Acad. Sci. Hung. 22. 1-4. 539-555.
- MARUSZCZAK, H. 1967. *Wind directions during the accumulation of the younger loess in East-Central Europe*. Rocznik. Pol. Tow. Geol. 37. 177-188.
- MARUSZCZAK, H. 1980. *Stratigraphy and chronology of the Vistulian loesses in Poland*. Quaternary Studies in Poland. 2. 57-76.
- MARUSZCZAK, H. 1986a. *Loesses in Poland, their stratigraphy and paleogeographical interpretation*. Annales Univ. M. Curie-Skłodowska. Sectio B. 41. 15-55.
- MARUSZCZAK, H. (ed.) 1986b. *Problems of the stratigraphy and paleogeography of loesses*. Special issue of Annales Univ. M. Curie-Skłodowska. Sectio B. 261 p.
- MARUSZCZAK, H. 1987. *Stratigraphy of European loesses of the Saalian Age: was the Inter-Saalian a warm interstadial or a cold interglacial?* Catena Supplement. 9. Loess and environment. 67-80.
- MARUSZCZAK, H. 1990. *Zróznicowanie strefowe lessów na półkuli wschodniej*. (Zonal differentiation of loesses on the Eastern hemisphere.) Przegląd Geograficzny. 62. 1-2. 51-74.
- MARUSZCZAK, H. - TKACZ, M. 1986. *The importance of paleomagnetic investigations for the stratigraphic analysis of loesses on the example of the section at Lopatki (SE Poland)*. Annales Univ. M. Curie-Skłodowska. Sectio B. 41. 1. 229-243.
- MATUYAMA, M. 1929. *On the direction of magnetisation of basalt in Japan, Tyosen and Manchuria*. Imperial Acad. of Japan Proceedings. 5. 203-205.
- MAVLJANOV, G. A. = MAVLYANOV, G. A.
- MAVLYANOV, G. A. 1958. *Genetical types of loesses and loess-like rocks in the Central and Southern parts of Central Asia and their engineering-geological properties*. Tashkent, Izd-vo Akad. Nauk Uzbek. SSR, Inst. Geol. 609 p.
- MAVLJANOV, G. A. (ed.) 1971. *Trudü Mezsduнародnogo Szimpoziuma po Litologii i Geneziszu Lesszovüh porod. Tom II. Inzszenerno-geologicseszkie szvojsztva lesszovüh porod i metodü ih izucszenija*. Taskent, Izd. "FAN". 329 p.

- MAVLJANOV, G. A. 1985. *Genezisz, proshadocnsoszt lesszovüh porod i metodü ih izucsenija*. Taskent, Izd. "Fan" Uzbekskoj SSR. 311 p.
- MAVLYANOV, G. A. - KASYMOV, S. M. - SHERMATOV, M. Sh. 1987. *The Uzbekistan loess, genesis and distribution*. GeoJournal. 15. 2. 145-150.
- McCOY, W. D. 1987. *Quaternary aminostratigraphy of the Bonneville Basin, western United States*. Geological Society of America Bulletin. 98. 99-112.
- McCRAW, D. J. - AUTIN, W. J. 1989. *Lower Mississippi Valley loess. A field guide*. INQUA Commission on Loess, North American Group. 35 p.
- McKAY, E. D. 1979. *Stratigraphy of Wisconsinan and older loesses in southwestern Illinois*. Illinois Geological Survey, Guidebook. 14. 37-67.
- McKAY, E. D. - FOLLMER, L. R. 1985. *A correlation of Lower Mississippi Valley loesses to the glaciated Midwest*. Geological Society of America, Abstract with Programs. 17. 167.
- McKAY, E. D. - STYLES, B. W. 1986. *Wisconsinan and Sangamonian type-section of Central Illinois. Field guide American Quaternary Association Ninth Biennial Meeting 31 May - 6 June 1986. Trip 2. Urbana, Illinois State Geological Survey*. 48 p.
- MESOLLELA, K. J. - MATTHEWS, R. K. - BROECKER, W. S. - THURBER, D. L. 1969. *The astronomical theory of climatic change: Barbados Data*. Journal of Geology. 77. 250-274.
- MEZŐSI J. - DONÁTH É. 1954. *A Tisza és Maros lebegtetett hordalékának és oldott sóinak vizsgálata*. MTA Műsz. Tud. Oszt. Közl. 13. 1-4. 27-39.
- MIHÁLTZI. 1953. *Az Alföld negyedkori üledékeinek tagolása*. Alföldi Kongresszus. 1952. szept. 26-27. MTA Műsz. Tud. Oszt. Földt. Bizottsága. Budapest, Akadémiai Kiadó.
- MIHÁLTZI. 1955. *Az 1941. évi porhullás*. Földtani Közöny. 85. 326-335.
- MIHÁLTZI. 1967. *A Dél-Alföld felszínközeli rétegeinek földtana*. Földtani Közöny. 97. 3. 294-307.
- MIHÁLYINÉ LÁNYI. 1953. *A magyarországi löszváltozatok és egyéb hullóporképződmények osztályozása*. In: Alföldi Kongresszus. 1952. szept. 26-28. Budapest, Akadémiai Kiadó. 1-15.
- MILANKOVITSCH, M. 1930. *Mathematische Klimalehre und astronomische Theorie der Klimaschwankungen*. In: KÖPPEN, W.-GEIGER, R. (eds.): Handbuch der Klimatologie I. Berlin, Gebr. Borntraeger. 1-176.
- MILANKOVITSCH, M. 1941. *Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitproblem*. Belgrade, Acad. Roy. Serbe. 633 p.
- MING, L. - FAN, H. 1985. *Discussing on the forming of the Loess Plateau and the origin of loess*. - Kézirat. International Symposium on Loess Research, October 1985, Xian, China. 6 p.
- MINKOV, M. - DONCHEV, P. - EVLOGIEV, J. 1986. *Loess stratigraphy of North-East Bulgaria*. Annales Univ. M. Curie-Skłodowska. Sectio B. 41. 1. 55-64.
- MITCHELL, J. M. 1977. *The changing climate*. In: Energy and climate. Studies in Geophysics. Washington, National Academy of Sciences. 51-58.
- MOISKY, J. E. 1987. *Chronologic correlation of loesses and glacial deposits in Poland*. In: PÉCSI, M. - VELICHKO, A. A. (eds.): Paleogeography and loess. Budapest, Akadémiai Kiadó. 27-34.
- MOLDVAY L. 1962. *Az eolikus üledékképződés törvényszerűségei*. Pécs, MTA Dunántúli Tud. Int. 1961-62. 37-76.
- MOLDVAY L. 1981. *Negyedidőszaki és környezetvédelmi földtan Sásd és Komló között*. MÁFI Évi Jelentése az 1979. évről. 539-549.
- MOLNÁR B. 1961. *A Duna-Tisza közi eolikus rétegek felszíni és felszínalatti kiterjedése*. Földtani Közöny. 91. 3. 300-315.
- MOLNÁR B. 1966. *A Hajdúság pleisztocén eolikus üledéksora*. Földtani Közöny. 96. 3. 306-316.
- MOLNÁR, B. 1968. *Sedimentationszyklen in den pleistozänen Ablagerungen des südlichen Ungarischen Beckens*. Geologische Rundschau. 57. 532-557.
- MOLNÁR, B. 1970. *Pliocene and Pleistocene lithofacies of the Great Hungarian Plain*. Acta Geologica Acad. Sci. Hung. 14. 445-467.



- MOLNÁR B. 1971. *A dunatíjvárosi felső-pannóniai és pleisztocén képződmények üledékföldtani vizsgálata.* Földtani Közlöny. 101. 1. 34-43.
- MOLNÁR B. - GEIGER J. 1981. *Homogénnek látszó rétegsorok tagolási lehetősége szedimentológiai, őslénytani és matematikai módszerek kombinált alkalmazásával.* Földtani Közlöny. 111. 2. 238-257.
- MOLNÁR, B. - KROLOPP, E. 1978. *Latest Pleistocene geohistory of the Bácska loess area.* Acta Mineralogica - Petrographica. 23. 2. 245-265.
- MORLOT, A. 1854. *Über die quaternären Gebilde des Rhonegebiets.* Verh. Schweiz. Ges. f. d. ges. Naturw.
- MOROZOVA, T. D. 1981. *Razvitie pocsvennogo pokrova Evropü v pozdnem pleisztocene.* Moszkva, Nauka. 283 p.
- MOROZOVA, T. D. 1987. *Burried soils.* In: KRIGER, N. I. - PÉCSI, M. (eds.): Engineering geological research of loess and loess-like sediments in the USSR. Budapest, Geogr. Research Institute. 29-30.
- MOROZOVA, T. D. 1990. *Relict features of paleosols formed on loess and their age.* Quaternary International. 7-8. 29-35.
- MOSKVITIN, A. I. 1970. *Pleistocene stratigraphy of Central and Western Europe.* Moscow, Nauka. 287 p.
- MÜCHER, H. J. 1986. *Aspects of loess and loess-derived slope deposits: an experimental and micromorphological approach.* Amsterdam, Fysisch Geogr. en Bodenk. Lab. Univ. van Amsterdam. 270 p.
- MÜCHER, H. - SEVINK, J. - BERGKAMP, G. - JONGEJANS, J. 1989. *A pedological and micromorphological study on Mediterranean loessial deposits near Gerona, NE-Spain.* Quaternary International. 5. 9-22.
- MÜLLER, G. 1964. *Methoden der Sedimentuntersuchung.* Stuttgart, Schweizerbart. 303 p.
- MÜNICHSDORFER, F. 1926. *Der Löss als Bodenbildung.* Geologische Rundschau. 17. 321-332.
- NIKIFOROVA, K. V. - KIND, N. V. - KRASNOV, I. I. 1984. *Chronostratigraphic scale of the Quaternary.* In: Quaternary geology and geomorphology. International Geological Congress, XXXVIIth Session, Section C.03. Report of the Soviet geologists. Vol. 3. Moscow, Nauka. 22-32.
- OBRUCHEV, V. A. = OBRUCSEV, V. A. = OBRUTSCHEW, W. A.
- OBRUTSCHEW, W. A. 1895. *Geographische Skizze von Zentralasien und seiner südlichen Umrandung.* Geogr. Zeitsch. 1. 257-285.
- OBRUCHEV, V. A. 1945. *Loess types and their origin.* Amer. J. Science. 243. 256-262.
- OBRUCSEV, V. A. 1948. *Lessz kak oszobüj vid pocsvü, ego genezisz iz zadacsi ego izucsenija.* Bjull. Komissz. po Izucs. Csetvert. Perioda. 12. 5-17.
- PAEPE, R. - HOORNE, R. 1967. *The stratigraphy and paleobotany of the Pleistocene, in Belgium.* Mem. Carte Geol. Belgique. 8. 96 p.
- PAEPE, R. - MARIOLAKOS, I. - VAN OVERLOOP, E. - KEPPENS, E. 1990. *Last interglacial-glacial North-South geosol traverse (from stratotypes in the North Sea basin and in the Eastern Mediterranean).* Quaternary International. 5. 57-70.
- PAEPE, R. - ZAGWIJN, W. H. 1972. *Possibilités des corrélations des dépôts wichsiens de la Belgique et Pays-Bas.* Bulletin d'Association française pour l'Étude du Quaternaire. 1. 59-69.
- PATZELT, G. 1977. *Der zeitliche Ablauf und das Ausmaß postglazialer Klimaschwankungen in den Alpen.* In: FRENZEL, B.: Dendrochronologie und postglaziale Klimaschwankungen in Europa. Erdwissenschaft. Forschung. 13. Wiesbaden, Steiner Verlag. 248-259.
- PAVLOV, A. P. 1888. *Geneticszkie tüpi materikovüh obrazovaniüj ledinkovoj i poszleledinkovoj ephoi.* Izv. Geol. Koma. 7. 16. 243-263.
- PÉCSI M. 1959. *A magyarországi Duna-völgy kialakulása és felszínalakítása.* Budapest, Akadémiai Kiadó. 344 p.
- PÉCSI M. 1962. *Tíz év természeti földrajzi kutatásai.* Földrajzi Értesítő. 11. 3. 305-336.
- PÉCSI, M. 1964. *Ten years of physico-geographic research in Hungary.* Budapest, Akadémiai Kiadó. 132 p.
- PÉCSI M. 1965a. *A basaharci löszfeltárás. Der Lössaufschluß von Basaharc.* Földrajzi Közlemények. 13. 4. 346-351.



- PÉCSI M. 1965b. *A Kárpát-medencebeli löszök, lösszerű üledékek típusai és litosztratigráfiai beosztásuk. Zur Frage der Typen der Löss- und lössartigen Sedimente im Karpatenbecken und ihrer lithostratigraphischen Einteilung.* Földrajzi Közlemények. 13. 4. 305-356.
- PÉCSI, M. 1966a. *Löss- und lössartige Sedimente im Karpatenbecken und ihre lithostratigraphische Gliederung I.* Petermanns Geographische Mitteilungen. 110. 3. 176-189.
- PÉCSI, M. 1966b. *Löss- und lössartige Sedimente im Karpatenbecken und ihre lithostratigraphische Gliederung II.* Petermanns Geographische Mitteilungen. 110. 4. 241-252.
- PÉCSI, M. 1967a. *Horizontal and vertical distribution of the loess in Hungary.* Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica. 1. 13-20.
- ☒ PÉCSI M. 1967b. *A löszfeltárások üledékeinek genetikai osztályozása a Kárpát-medencében.* Földrajzi Értesítő. 16. 1. 1-9.
- PÉCSI, M. 1968. *Loess.* In: Encyclopaedia of Geomorphology. New York, Reinhold Book Corporation. 674-678.
- PÉCSI M. 1970. *A légköri és kozmikus hatások a felszínformozat alakulásában.* MTA Föld- és Bányászati Tud. Oszt. Közlem. 3. 1-3. 181-194.
- PÉCSI, M. 1972. *Scientific and practical significance of loess research.* Acta Geologica Acad. Sci. Hung. 16. 317-328.
- PÉCSI, M. 1974. *Loess.* In: Encyclopedia Britannica. 15th ed. London. 24-28.
- ✕ PÉCSI M. 1975. *A magyarországi löszszelvények litosztratigráfiai tagolása.* Földrajzi Közlemények. 23. 3-4. 217-230.
- PÉCSI M. 1977. *A hazai és európai löszképződmények paleogeográfiai kutatása és összehasonlítása.* Geológia és Bányászat. MTA X. Oszt. Közlem. 10. 3-4. 183-221.
- PÉCSI, M. 1979a. *Lithostratigraphical subdivision of the loess profiles at Paks.* Acta Geologica Acad. Sci. Hung. 22. 1-4. 409-418.
- PÉCSI, M. (ed.) 1979b. *Studies on loess.* Budapest, Akadémiai Kiadó. 555 p.
- PÉCSI, M. 1982. *The most typical loess profiles in Hungary.* In: PÉCSI, M. (ed.): Quaternary studies in Hungary. Budapest, Geogr. Research Institute. 145-170.
- PÉCSI M. 1984a. *Léteznek-e egymillió évesnél idősebb valódi lösz?* Földrajzi Értesítő. 33. 4. 347-358.
- PÉCSI, M. (ed.) 1984b. *Lithology and stratigraphy of loess and paleosols. Proceedings of the symposium organized by INQUA Commission on Loess and Paleopedology. XIth INQUA Congress, Moscow.* Budapest, Geogr. Research Institute. 325 p.
- PÉCSI, M. 1985a. *Chronostratigraphy of Hungarian loesses and the underlying subaerial formation.* In: PÉCSI, M. (ed.): Loess and the Quaternary. Chinese and Hungarian case studies. Budapest, Akadémiai Kiadó. 33-49.
- PÉCSI, M. (ed.) 1985b. *Loess and the Quaternary. Chinese and Hungarian case studies.* Budapest, Akadémiai Kiadó. 125 p.
- PÉCSI, M. 1986a. *Loess research.* In: PÉCSI, M. - LÓCZY, D. (eds.): Physical geography and geomorphology in Hungary. Budapest, Geogr. Research Institute. 67-75.
- PÉCSI, M. 1986b. *Stratigraphical subdivision of Hungarian young and old loess.* Annales Univ. M. Curie-Sklodowska. Sectio B. 41. 1. 67-85.
- PÉCSI M. 1986c. *A valódi vörösgyag geomorfológiai helyzete és földtani kora a Kárpát-medencében.* Földrajzi Értesítő. 35. 3-4. 353-362.
- PÉCSI, M. 1987a. *International Loess Symposium in China. Xian, Shaanxi Province, Oktober 5-16. 1985.* GeoJournal. 14. 4. 435-445.
- PÉCSI M. 1987b. *A kínai löszkutatások legújabb eredményei.* Földrajzi Értesítő. 36. 1-2. 153-170.
- PÉCSI, M. 1987c. *The loess-paleosol and related subaerial sequence in Hungary.* GeoJournal. 15. 2. 151-162.
- PÉCSI, M. 1987d. *Type locality of young loess in Hungary at Mende.* In: PÉCSI, M. - VELICHKO, A. A. (eds.): Paleogeography and loess. Budapest, Akadémiai Kiadó. 35-53.
- ✕ PÉCSI, M. 1990a. *Loess is not just the accumulation of dust.* Quaternary International. 7-8. 1-21.

- PÉCSI, M. 1990b. *Lößverbreitung, Lößentstehung, Lößchronologie*. In: LIEDTKE, H. (ed.): *Eiszeitforschung*. Darmstadt, Wissenschaft. Buchges. 270-284.
- PÉCSI, M. 1991. *Problems of loess chronology*. *GeoJournal*. 24. 2. 143-150.
- PÉCSI M. 1991. *Geomorfológia és domborzatminőség*. (Elmélet—módszer—gyakorlat 53.) Budapest, MTA Földrajtud. Kut. Int. 296 p.
- PÉCSI, M. 1992. *Loess of the Last Glaciation*. In: FRENZEL, B. - PÉCSI, M. - VELICHKO, A. A. (eds.): *Atlas of Paleoclimates and Paleoenvironments of the Northern Hemisphere, Late Pleistocene-Holocene*. Budapest, Stuttgart, Geogr. Research Institute & Fischer Verl. 110-119.
- PÉCSI, M. - GEREI, L. - SCHWEITZER, F. - SCHEUER, GY. - MÁRTON, P. 1987. *Loess and paleosol sequences in Hungary reflecting cyclic climatic deterioration in the Late Cenozoic*. In: PÉCSI, M. (ed.): *Pleistocene environment in Hungary. Contribution of the INQUA Hungarian National Committee to the XIIth INQUA Congress*. Ottawa, Canada, 1987. Budapest, Geographical Research Institute. 39-56.
- PÉCSI M. - GEREI L. - SCHWEITZER F. - SCHEUER GY. - MÁRTON P. 1988. *Ciklikus éghajlatváltozás és rosszabbodás visszatérő jellege a magyarországi löszök és eltemetett talajok sorozatában*. *Időjárás*. 92. 2-3. 75-86.
- PÉCSI, M. - HAHN, Gy. 1970. *Historique des recherches sur les loess en Hongrie*. *Bulletin de l'Association française pour l'Étude du Quaternaire*. 85-89.
- PÉCSI, M. - HAHN, Gy. 1987. *Paleosol stratotypes in the upper pleistocene loess at Basaharc, Hungary*. In: *Loess and environment*. *Catena Supplement*. 9. 95-102.
- [PÉCSI M. és társai 1979a.] PÉCSI, M. - MÁRTON, P. - SZEBÉNYI, E. - WAGNER, M. 1979a. *Alluvial loess (infusion loess) on the Great Hungarian Plain. Its lithological, pedological, stratigraphical and paleomagnetic analysis in the Hódmezővásárhely brickyard*. *Acta Geologica Acad. Sci. Hung.* 22. 1-4. 539-555.
- PÉCSI M. - PÉCSI-DONÁTH É. 1959. *Elemző módszerek alkalmazása a geomorfológiai kutatásban*. *Földrajzi Értesítő*. 8. 2. 165-178.
- ✕ PÉCSI M. - PÉCSI-DONÁTH É. - SZEBÉNYI E. - HAHN Gy. - SCHWEITZER F. - PEVZNER, M. A. 1977. *A magyarországi löszök fosszilis talajainak paleogeográfiai értékelése és tagolása*. *Paleogeographical reconstruction of fossil soils in Hungarian loess*. *Földrajzi Közlemények*. 25. 1-3. 94-137.
- PÉCSI M. - PEVZNER, M. A. 1974. *Paleomágneses vizsgálatok a paksi és a dunaföldvári löszösszletekben*. *Paleomagnetic measurements in the loess sequences at Paks and Dunaföldvár, Hungary*. *Földrajzi Közlemények*. 22. 3. 215-224.
- PÉCSI, M. - SCHEUER, GY. 1979. *Engineering geological problems of the Dunaujváros loess bluff*. *Acta Geologica Acad. Sci. Hung.* 22. 1-4. 345-353.
- [PÉCSI M. és társai 1979b.] PÉCSI, M. - SCHEUER, Gy. - SCHWEITZER, F. 1979b. *Engineering geological and geomorphological investigation of landslides in the loess bluffs along the Danube*. *Acta Geologica Acad. Sci. Hung.* 22. 1-4. 327-343.
- PÉCSI, M. - SCHWEITZER, F. 1991. *Short- and long-term terrestrial records of the Middle Danubian Basin*. In: PÉCSI, M. - SCHWEITZER, F. (eds.): *Quaternary environment in Hungary*. (Studies in geography in Hungary 26.) Budapest, Akadémiai Kiadó. 9-26.
- [PÉCSI M. és társai 1979c.] PÉCSI, M. - SZEBÉNYI, E. - PEVZNER, M. A. 1979c. *Upper Pleistocene litho- and chronostratigraphical type profile from the exposure at Mende*. *Acta Geologica Acad. Sci. Hung.* 22. 1-4. 371-389.
- [PÉCSI M. és társai 1979d.] PÉCSI, M. - SZEBÉNYI, E. - SCHWEITZER, F. - PÉCSI-DONÁTH, É. - WAGNER, M. - PEVZNER, M. A. 1979d. *Complex evaluation of Dunaföldvár loesses and fossil soils*. *Acta Geologica Acad. Sci. Hung.* 22. 1-4. 513-537.
- PÉCSI, M. - VELICHKO, A. A. (eds.) 1987. *Paleogeography and loess. Pleistocene climatic and environmental reconstruction. Contribution of the INQUA Hungarian National Committee to the XIIth INQUA Congress*. Ottawa, Canada, 1987. Budapest, Akadémiai Kiadó. 156 p.
- PÉCSI-DONÁTH, É. 1979. *Thermal investigation of the loesses and fossil soils of Paks*. *Acta Geologica Acad. Sci. Hung.* 22. 1-4. 419-426.

- PÉCSI-DONÁTH, É. 1985. *On the mineralogical and pedological properties of the younger loess in Hungary*. In: PÉCSI, M. (ed.): *Loess and the Quaternary. Chinese and Hungarian case studies*. Budapest, Akadémiai Kiadó. 93-104.
- PÉCSI-DONÁTH, É. 1987. *Mineralogical and granulometric analyses of the "old loess sequences" of Hungary*. In: PÉCSI, M. - FRENCH, H. M. (eds.): *Loess and periglacial phenomena. Symposium of the INQUA Commission on Loess: Lithology, genesis and geotechnic definitions and IGU Commission for Periglacial Studies: Field and laboratory experimentation*. Normandy - Jersey - Brittany. Caen, August 1986. Budapest, Akadémiai Kiadó. 43-50.
- PENCK, A. 1879. *Die Geschiebformation Norddeutschlands*. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 31.
- PENCK, A. 1909. *Die Morphologie der Wüsten*. Geogr. Zeitschr. 15. 545-558.
- PENCK, A. - BRÜCKNER, E. 1901-1909. *Die Alpen im Eiszeitalter*. 1-3. Leipzig, Chr. Harm. Tauchnitz. 1199 p.
- PETROV, A. G. - KRIGER, N. I. - GOUNESHIAN, O. G. - KOZHEVNIKOV, A. D. - MIRONUK, S. G. - ZIMINA, G. A. 1984. *Geochemical loess history*. In: PÉCSI, M. (ed.): *Lithology and stratigraphy of loess and paleosols*. Budapest, Geogr. Research Institute. 133-138.
- PEVZNER, M. A. 1970. *Paleomagnetic studies of Pliocene-Quaternary deposits of Pridniestrovie*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 8. 215-219.
- PÉWÉ, T. L. 1968. *Loess deposits of Alaska*. In: Report of the International Geological Congress 23rd Prague, 8. 297-309.
- PÉWÉ, T. L. 1975. *Quaternary geology of Alaska*. 145 p.
- PÉWÉ, T. L. 1984. *Deposition of windblown dust in Central Arizona, USA*. In: PÉCSI, M. (ed.): *Lithology and stratigraphy of loess and paleosols*. Budapest, Geogr. Research Institute. 305-325.
- PILGRIM, I. 1904. *Versuch einer rechnerischen Behandlung der Eiszeit*. Gutenberg. Grünninger.
- PINCZÉS Z. 1968. *Vonalas erózió a Tokaji-hegy löszén*. Földrajzi Közlemények. 16. (92.) 2. 159-171.
- PINCZÉS, Z. 1991. *Winter, late-winter erosion processes and features in a loess region*. In: PÉCSI, M. - SCHWEITZER, F. (eds.): *Quaternary environment in Hungary*. (Studies in geography in Hungary 26.) Budapest, Akadémiai Kiadó. 47-60.
- PONS, A. - CAMPY, M. - GUIOT, J. 1989. *The last climatic cycle in France: the diversity of records*. Quaternary International. 3-4. 49-55.
- POPOV, I. V. - BŰKOVA, V. S. (eds.) 1966. *Lesszovüe porodü SZSZSZR*. Moszkva, Nauka. 256 p.
- POSER, H. 1951. *Die nördliche Lößgrenze in Mitteleuropa und das spätglaziale Klima*. Eiszeitalter und Gegenwart. 1. 27-55.
- PUMPELLE, R. 1866. *Geological researches in China, Mongolia and Japan*. Washington, Smithsonian.
- PYE, K. 1984. *SEM investigations of quartz silt micro-textures in relation to the source of loess*. In: PÉCSI, M. (ed.): *Lithology and stratigraphy of loess and paleosols*. Budapest, Geogr. Research Institute. 139-151.
- PYE, K. 1987. *Aeolian dust and dust deposits*. London, Academic Press. 334 p.
- RAMSAY, A. C. 1862. *On the glacial origin of certain lakes in Switzerland, the Black Forest, Great Britain, Sweden, North America and elsewhere*. Quart. Journ. Geol. Soc. 18.
- RANOV, V. A. 1980. *Drevnepaleolitičeskie nahodki v leszszah Juzsnogo Tadzsikisztana*. In: Granitsza neogena i csetverticnoj szisztemü. Moszkva. 195-202.
- RANOV, V. A. - NESZMEJANOV, Sz. A. 1973. *Paleolit i sztratigrafija antropogena Szrednej Azii*. Dusanbe, Donis. 160 p.
- RAUKAS, A. - SEREBRYANNY, L. 1972. *On the Late Pleistocene chronology of the Russian Platform, with special reference to continental glaciation*. In: International Geological Congress Canada 1972. Sect. 12, Quat. Geol. 97-102.
- RICHMOND, G. M. - FULLERTON, D. S. 1986. *Summation of Quaternary Glaciations in the United States of America*. Quaternary Science Review. 5. 183-196.

- RICHTER, H. - HAASE, G. - LIEBEROTH, I. - RUSKE, R. (eds.) 1970. *Periglazial-Löß-Paläolithikum im Jungpleistozän der Deutschen Demokratischen Republik*. Gotha, Haack. 442 p.
- RICHTHOFEN, F. von 1877-85. *China: Ergebnisse eigener Reisen und darauf gegründeter Studien* (5 Bde). Berlin, Dietrich Reimer.
- RICHTHOFEN, F. von 1878. *Bemerkungen zur Lößbildung*. Verh. geol. Reichsanst. 13 p.
- RICHTHOFEN, F. von 1882. *On the mode of origin of the loess*. Geol. Mag. 9. 2. 293-305.
- ROHDENBURG, H. - MEYER, B. 1966. *Zur Feinstratigraphie und Paläopedologie des Jungpleistozäns nach Untersuchungen an süd-niedersächsischen und nordhessischen Lößprofilen*. Mitt. dt. bodenkdl. Ges. 5. 5-131.
- ROHDENBURG, H. - SEMMEL, A. 1971. *Bemerkungen zur Stratigraphie des Würmlösses im westlichen Mitteleuropa*. Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch. 99. 246-252.
- RÓNAI A. 1972. *Negyedkori üledékképződés és éghajlattörténet az Alföld medencéjében*. Budapest, Magyar Állami Földtani Intézet. 421 p.
- RÓNAI, A. 1977. *Review on the present state of art in the knowledge Neogene-Quaternary boundary in Austria-Hungary-Czechoslovakia*. Giorn. Geol. 41. 2. 213-215.
- RÓNAI A. 1985. *Az Alföld negyedidőszaki földtana*. Geologica Hungarica. Tom. 21. Inst. Geol. Hung. Budapestini, 446 p.
- RÓNAI A. - BARTHA F. - KROLOPP E. - MIHÁLYI P. 1965. *A kulcsi löszfeltárás szelvénye. Das Profil des Lößaufschlusses von Kulcs*. Földrajzi Közlemények. 13. (89.) 4. 361-370.
- ROUSSEAU, D. D. 1987a. *New approach to the pleistocene land snails*. In: PÉCSI, M. - FRENCH, H. M. (eds.): *Loess and periglacial phenomena*. Symposium of the INQUA Commission on Loess: Lithology, genesis and geotechnic definitions and IGU Commission for Periglacial Studies: Field and laboratory experimentation. Normandy - Jersey - Brittany. Caen, August 1986. Budapest, Akadémiai Kiadó. 151-163.
- ROUSSEAU, D. D. 1987b. *Paleoclimatology of the Achenheim Series. A malacological analysis*. Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology. 59. 293-314.
- ROUSSEAU, D. D. 1990. *Statistical analyses of loess molluscs for paleoecological reconstructions*. Quaternary International. 7-8. 81-89.
- ROZANOV, A. N. 1951. *Szerozemü Szrednej Azii*. Izd-vo AN SSSR.
- ROZICKI, S. Z. 1991. *Loess and loess-like deposits*. Ossolineum, The Publish. House of the Polish Acad. of Sci. Wroclaw. 187 p.
- RÖGNER, K. - LÖSCHER, M. - ZÖLLER, L. 1988. *Stratigraphie, Paläogeographie und erste Thermolumineszenzdatierungen in der westlichen Iller-Lech-Platte (Nördliches Alpenvorland, Deutschland)*. Zeitschrift für Geomorphologie N. F. Supplement. 70. 51-73.
- RUDDIMAN, W. F. - MCINTYRE, A. 1976. *Northeast Atlantic paleoclimatic changes over the past 600.000 years*. Geological Society of America Memoir. 145. 111-146.
- RUDDIMAN, W. F. - SHACKLETON, N. J. - MCINTYRE, A. 1986. *North Atlantic sea-surface temperatures for the last 1.1 million years*. In: SUMMERHAYES, C. P. - SHACKLETON, N. J. (eds.): *North Atlantic Paleoceanography*. (Geological Society Special Publications 21.) Geological Society. 155-173.
- RUHE, R. V. 1965. *Quaternary paleopedology*. In: *The Quaternary of the United States*. Princeton, Princeton University Press. 755-765.
- RUHE, R. V. 1973. *Background of model for loess-derived soils in the Upper Mississippi River basin*. Soil Science. 115. 250-253.
- RUHE, R. V. - OLSON, C. G. 1977. *Loess dispersion model southwest Indiana, USA*. In: *Abstracts 10th INQUA Congress Birmingham*. Norwich, Geo Abstracts. 390 p.
- RUSKE, R. 1965. *Mittelpleistozäne Löss- und Böden in Mitteleuropa und deren stratigraphische Einstufung*. Geologie. 14. 554-563.
- RUSSEL, R. J. 1944a. *Lower Mississippi Valley loess*. Geological Society of America Bulletin. 55. 1-40.
- RUSSEL, R. J. 1944b. *Origin of loess - reply*. Amer. J. Science. 242. 447-450.

- RUTTER, N. - ZHONGLI, D. - EVANS, M. E. - YUCHUN, W. 1990. *Magnetostratigraphy of the Baoji loess-paleosol section in the north-central China Loess Plateau*. Quaternary International. 7-8. 97-102.
- SAJGALIK, J. 1979. *Dependence of microstructure of loesses on their genesis*. Acta Geologica Acad. Sci. Hung. 22. 1-4. 255-266.
- SARNTHEIN, M. 1980. *Das Paläoklima Nordafrikas der letzten 25 Millionen Jahre - dokumentiert in Tiefsee-Sedimenten*. Veröff. Joachim Jungius-Ges. Wiss. Hamburg. 44. 47-76.
- SASAJIMA, S. - WANG, Y. (ed.) 1984. *The recent research of loess in China. Stratigraphy, magnetostratigraphy, chronology, pedology, paleontology and paleoclimatology*. Kyoto, Kyoto Univ. and Northwest Univ. 242 p.
- SASAJIMA, S. - WANG, Y. - TENG, T. - LEI, X. - SUN, W. 1984. *Loess in China and its stratigraphic sequence*. In: SASAJIMA, S. - WANG, Y. (eds.): *The recent research of loess in China. Stratigraphy, magnetostratigraphy, chronology, pedology, paleontology and paleoclimatology*. Kyoto, Kyoto Univ. and Northwest Univ. 1-31.
- SAUCIER, R. T. 1974. *Quaternary geology of the Lower Mississippi Valley*. Fayetteville, Arkansas Archeological Survey. 26 p.
- SCHEIDIG, A. 1934. *Der Löß und seine geotechnischen Eigenschaften*. Dresden, Leipzig, Theodor Steinkopff. 233 p.
- SCHERF, E. 1936. *Versuch einer Einteilung des ungarischen Pleistozäns auf moderner polyglazialistischer Grundlage*. In: Verhandlungen der III. Internationalen Quartär-Konferenz, Wien, Sept. 1936. Wien, Geologische Landesanstalt. 237-247.
- SCHEUER GY. - VERMES J. 1967. *Talajfagy-jelenségek a dunaijóvárosi löszösszletben*. Földrajzi Értesítő. 16. 1. 91-95.
- SCHIMPER, K. F. 1837. *Über die Eiszeit*. Soc. Helv. Sci. Nat. Actes. 22.
- SCHNEIDERHÖHN, P. 1954. *Eine vergleichende Studie der Methoden zur quantitativen Bestimmung von Abrundung und Form an Sandkörnern*. Heidelberger Beitr. Miner. Petrogr. 4. 172-191.
- SCHOTT, W. 1966. *Foraminiferenfauna und Stratigraphie der Tiefsee-Sedimente im Nordatlantischen Ozean*. Swedisch Deep-Sea Expedition 1947-48. Rep. 7.
- SCHÖNHALS, E. 1955. *Kennzahlen für den Feinheitsgrad des Lösses*. Eiszeitalter und Gegenwart. 6. 133-147.
- SCHRÖDER, D. - STEPHAN, S. - ZÖLLER, L. 1985. *Paläoböden in Lokallössen des mittleren Saartales*. Zeitschrift für Geomorphologie. N. F. Supplement. 56. 125-142.
- SCHULTZ, C. B. - FRYE, J. C. (eds.) 1968. *Loess and related eolian deposits of the world. Proceeding of the VII. Congress of the INQUA. Vol. 12*. Lincoln, University Press.
- SEFSTRÖM, N. G. 1838. *Untersuchung über die auf den Felsen Skandiaviens in bestimmter Richtung vorhandenen Furchen und deren wahrscheinliche Entstehung*. Poggendorff's Annalen der Physik und Chemie. 43 p.
- SEMMEL, A. 1967. *Das Lößprofil der Ziegelei Grün in Reinheim*. Nachr. naturwiss. Ver. Aschaffenburg. 74. 108-113.
- SEMMEL, A. 1974. *Der Stand der Eiszeitforschung im Rhein-Main-Gebiet*. Rhein.-Main. Forsch. 78. 9-56.
- SEPPÄLÄ, M. 1971. *Stratigraphy and material of the loess layers at Mende, Hungary*. Bull. Geol. Soc. Finland. 43. 109-123.
- SERGEEV, E. M. - LARIONOV, A. K. - KOMISSAROVA, N. (eds.) 1982. *Loess soils in the USSR. 2 vols*. Moscow, Nedra. 232 p.
- SHACKLETON, N. J. 1969. *The last interglacial in the marine and terrestrial records*. Proc. R. Soc. London, Ser. B. 174. 135-154.
- SHACKLETON, N. J. 1987. *Oxygen isotopes, ice volume and sea level*. Quaternary Science Reviews. 6. 183-190.
- SHACKLETON, N. J. - OPDYKE, N. D. 1973. *Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific cores V28-238: oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 100 000 year - 1000 000 year scale*. Quaternary Research. 3. 39-55.

- SHACKLETON, N. J. - OPDYKE, N. D. 1976. *Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of Pacific core V28-239, Late Pliocene to latest Pleistocene*. Geological Society of America Memoir. 145. 449-464.
- SHAEVICH, Ya. E. 1984. *Cyclicity of sedimentation and system pattern as factors of loess classification: an example from southwestern Siberia*. In: PÉCSI, M. (ed.): *Lithology and stratigraphy of loess and paleosols*. Budapest, Geogr. Research Institute. 17-26.
- SHAEVICH, Ya. E. 1987. *Cyclic recurrence in loess formation*. Moscow, Nauka. 103 p.
- SHELKOPLYAS, V. N. 1973. *Application of the thermoluminescence (TL) method to the dating of Pleistocene formations*. In: ZUBAKOS, V. A. (ed.): *Chronology and climatic stratigraphy*. Leningrad, All-Union Geographical Society. 121-127.
- SHERMATOV, M. Sh. - TOICHIEV, Kh. 1982. *Route from Tashkent to the lower reaches of the Chirchik and Keles rivers*. In: Guidebook for excursion A-11 and C-11. XI. INQUA Congress, Moscow. Moscow. 19-26.
- SIEBERTZ, H. 1982. *Die Bedeutung des Feinheitsgrades als geomorphologische Auswertungsmethode*. Eiszeitalter und Gegenwart. 32. 81-91.
- SIEBERTZ, H. 1988. *Die Beziehung der äolischen Decksedimente in Nordwestdeutschland zur nördlichen Lößgrenze*. Eiszeitalter und Gegenwart. 38. 106-114.
- SIMONSON, R. V. 1978. *A multiple-process model of soil genesis*. In: MAHANEY, W. C. (ed.): *Quaternary soils*. Norwich, Geo Abstracts. 1-26.
- SINGER, A. 1988. *Illite in arid soils, desert dusts and desert loess*. Sedimentary Geology. 59. 251-259.
- SINGHVI, A. K. - BRONGER, A. - SAUER, W. - PANT, R. K. 1989. *Thermoluminescence dating of loess-paleosol sequences in the Carpathian basin (East-Central Europe): A suggestion for a revised chronology*. Chemical Geology. 73. 307-317.
- SIRENKO, N. A. 1984. *Pliocene and Pleistocene soil formation in the Ukraine*. In: PÉCSI, M. (ed.): *Lithology and stratigraphy of loess and paleosols*. Budapest, Geogr. Research Institute. 27-32.
- SKOWRONEK, A. - WILLMANN, N. 1984. *Ein reich gegliedertes Quartärprofil nördlich Kirchheim in Unterfranken*. Natur und Mensch. 41-48.
- SMALLEY, I. J. 1966. *The properties of glacial loess and the formation of loess deposits*. J. Sedimentary Petrology. 36. 669-676.
- SMALLEY, I. J. 1970a. *Calcium carbonate encrustations on quartz grains in loess from the Karlsruhe region*. Naturwiss. 57. 87.
- SMALLEY, I. J. 1970b. *Cohesion of soil particles and the intrinsic resistance of simple soil systems to wind erosion*. J. Soil Science. 21. 154-161.
- SMALLEY, I. J. 1971. *"In-situ" theories of loess formation and the significance of the calcium-carbonate content of loess*. Earth-Science Review. 7. 67-85.
- SMALLEY, I. J. 1975a. *The interaction of great rivers and large deposits of primary loess*. In: SMALLEY, I. J. (ed.): *Loess: Lithology and genesis*. Stroudsburg, Dowden, Hutschinson and Ross. 326-370.
- SMALLEY, I. J. (ed.) 1975b. *Loess: Lithology and genesis*. Stroudsburg, Dowden, Hutschinson and Ross. 430 p.
- SMALLEY, I. J. 1977. *Origin of North China loess*. Nature. 267. 484.
- SMALLEY, I. J. 1978. *Loess deposits associated with deserts*. Catena. 5. 53-66.
- SMALLEY, I. J. 1980a. *The formation on loess deposits: Some observation on the Tashkent loess*. Geophys. u. Geol. Geophys. Veröff. d. KMU Leipzig. II. 2. 247-257.
- SMALLEY, I. J. 1980b. *Loess. A partial bibliography*. Norwich, Geo Abstracts. 103 p.
- SMALLEY, I. J. - DAVIN, J. E. 1980. *Fragipan horizons in soils: A bibliographic study and review of some of the hard layers in loess and other materials*. In: New Zealand soil bureau bibliographic report 30. Dept. of Sci. and Industr. Research New Zealand. 93-107.
- SMALLEY, I. J. - KRINSLEY, D. H. 1978. *Loess deposits associated with deserts*. Catena. 5. 53-66.

- SMALLEY, I. J. - KRINSLEY, D. H. 1981. *The Löss concept, and changing ideas on loess formation*. New Zealand Soil News. 29. 2. 57-59.
- SMALLEY, I. J. - KRINSLEY, D. H. - VITA-FINZI, C. 1973. *Observations on the Kaiserstuhl loess*. Geol. Mag. 110. 29-36.
- SMALLEY, I. J. - LEACH, J. A. 1978. *The origin and distribution of the loess in the Danube basin and associated regions of East-Central Europe. A review*. Sed. Geol. 21. 1-26.
- SMALLEY, I. J. - VITA-FINZI, C. 1968. *The formation of fine particles in sandy deserts and the nature of 'desert' loess*. J. Sediment. Petrol. 38. 766-774.
- SMOLIKOVÁ, L. 1967. *Mikromorphologie der alpleistozänen Fossilböden von Červený Kopec bei Brno (Brünn)*. (Vorläufige Mitteilung). Vestník Ustředního Ústavu Geologického. 42. 369-373.
- SMOLIKOVÁ, L. 1971. *Gesetzmäßigkeiten der Bodenentwicklung im Quartär*. Eiszeitalter und Gegenwart. 22. 156-177.
- SMOLIKOVÁ, L. 1972. *Mikromorphologische Charakteristik des mittelpleistozänen Bodenkomplexes in der Ziegelei von Dolní Kounice bei Brno*. Vesník Ustředního Ústavu Geologického. 47 p.
- SMOLIKOVÁ, L. 1984. *On the development of Pleistocene soils in Czechoslovakia*. In: PÉCSI, M. (ed.): Lithology and stratigraphy of loess and paleosols. Budapest, Geogr. Research Institute. 33-38.
- SOERGEL, W. 1919. *Löss, Eiszeiten und paläolithische Kulturen*. Jena, Carl Fischer. 177 p.
- SOERGEL, W. 1925. *Die Gliederung und absolute Zeitrechnung des Eiszeitalters*. Fortschr. Geol. Paläont. Berlin. 13. 125-251.
- SOMME, J. - LAUTRIDOU, J. P. - HEIM, J. - MAUCORPS, J. - PUISSÉGUR, J. J. - ROUSSEAU, D.-D. - THÉVENIU, A. - VAN VLIET-LANOË, B. 1986. *Le Cycle Climatique du Pleistocène Supérieur dans les Loess d'Alsace Achenheim*. Bulletin de l'Association française pour l'Étude du Quaternaire. 97-104.
- STEFANOVITS, P. 1965. *Untersuchungsangaben der begrabenen Bodenschichten im Lößprofil von Mende*. Földrajzi Közlemények. 13. (89.) 4. 339-344.
- STEFANOVITS P. - RÓZSAVÖLGYI J. 1962. *Újabb paleopedológiai adatok a paksi szelvényről*. Agrokémia és Talajtan. 11. 2. 143-160.
- STEFANOVITS, P. - RÓZSAVÖLGYI, J. 1965. *Beschreibung des Lößprofils bei der Ziegelei Paks*. Földrajzi Közlemények. 13. (89.) 4. 357-360.
- STIEBER, J. 1968. *Anthrakotonische Untersuchungen an Holzkohlen der Lößwand bei Solymár*. Acta Bot. Akad. Sci. Hung. 14. 165-173.
- STOILOV, K. G. 1984. *The loess formation in Bulgaria*. Sofia, Publ. House of the Bulgarian Acad. of Sciences. 411 p.
- STREMME, H. E. 1986. *Die Korrelation quartärer Paläoböden in Nordwest-Deutschland*. Zeitschrift für Geomorphologie. N. F. 61. 89-100.
- STREMME, H. E. 1987. *TL dating for the pedostratigraphy of Central Europa*. INQUA Congress, Ottawa. 15 p.
- STREMME, H. E. 1989. *Die Korrelation quartärer Paläoböden aus den Gebieten der Vereisungen Nordeuropas und des Alpenvorlandes*. In: ROSE, J. - SCHLÜCHTER, Ch. (eds.): Quaternary type sections: Imagination or reality? Rotterdam, Balkema. 125-136.
- SÜMEGHY J. 1944. *A Tiszántúl*. Budapest, M. K. Földtani Intézet. 208 p.
- SÜMEGHY, J. 1947. *Geological origin of the soils in northern Pannonia*. Budapest, Magyar. Áll. Földtani Intézet. 1-12.
- SÜMEGHY J. 1955. *Magyarországi pleisztocén összefoglaló ismertetése*. MÁFI Évi Jelentése 1953-ról II. 395-403.
- SZÁDECZKY-KARDOSS, E. 1933. *Die Bestimmung des Abrollungsgrades*. Zentralbl. f. Min. Abt. B. 7. 389-401.
- SZEBÉNYI L.-né 1965. *A basaharci löszfal elhatárolása ásványtani alapon*. Mineralogische Untersuchung der Schichten des Lössaufschlusses von Basaharc. Földrajzi Közlemények. 13. (89.) 4. 351-357.

- SZILÁRD J. 1983. *Dunántúli és Duna-Tisza közí löszfeltárások új szempontú litológiai értékelése és tipizálása*. Földrajzi Értesítő. 32. 1. 109-166.
- SZILÁRD, J. 1985. *A new lithological evaluation and typology of loess exposures in Transdanubia and on the Danube-Tisza interfluve*. In: PÉCSI, M. (ed.): *Loess and the Quaternary. Chinese and Hungarian case studies*. Budapest, Akadémiai K. 11-119.
- SZŐÖR, Gy. - SÜMEGYI, P. - HERTELENDI, E. 1991. *Malacological and isotope geochemical methods for tracing Upper Quaternary climatic changes*. In: PÉCSI, M. - SCHWEITZER, F. (eds.): *Quaternary environment in Hungary*. (Studies in geography in Hungary 26.) Budapest, Akadémiai Kiadó. 47-60.
- TANG, K. - XI, D. - ZHANG, P. 1985. *The main types of soil erosion related to the distribution characteristics of loess. A representative basin of Xingzhi River*. In: Proceedings of the International Symposium on Loess Research, October, 1985. Abstracts. Xian, China Quatern. Res. Ass., Inst. Geol. 81 p.
- TENG, Z. 1985. *An analysis of genetic combination on the relations between main geomorphic features and basal paleotopography in the loess area of China*. In: Proceedings of the International Symposium on Loess Research. Xian, China Quarter. Res. Ass., Inst. Geol. 81 p.
- TILLMANN, W. - BRUNNACKER, K. 1987. *The lithology and origin of loess in Western Central Europe*. In: *Catena Supplement*. 9. Loess and environment. 47-54.
- TILLMANN, W. - WINDHEUSER, H. 1980. *Der quartäre Osteifel-Vulkanismus im Rahmen der Lößbildung - ein Beitrag zur Lößgenese*. Eiszeitalter und Gegenwart. 30. 29-43.
- TOMIRDIARO, S. V. 1980. *Losszovo-ledovaja formacija Vosztocnoj Szibiri i pozdnem plejsztocene i golocene*. Moszkva, Nauka. 185 p.
- TORELL, O. 1875. *Über das norddeutsche Diluvium*. Protokoll der Sitzung v. 3. Nov. 1875. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges. 27 p.
- TORRENT, J. - NETTLETON, W. D. 1979. *A simple textural index for assessing chemical weathering in soils*. Soil Sci. Soc. Am. J. 43. 2. 373-377.
- TRASK, P. D. 1932. *Origin and environment of source sediments of petroleum*. Houston, Texas. 323 p.
- TREWORTH, J. D. - MCKAY, E. D. - WICKHAM, J. T. 1979. *43rd annual tri-state geological conference*, October 5-7, 1979. Urbana, Illinois State Geological Survey. 90 p.
- TROITSKYI, S. L. 1975. *Modern anti-glacialism*. In: Critical essay. Moscow, Nauka. 5-150.
- TUTKOVSKII, P. A. = TUTKOVSKIJ, P. A.
- TUTKOVSKIJ, P. A. 1899. *K voprosu o szroszobe obrazovanija lossza*. Zemlevedenie. 1-2. 213-311.
- TUTKOVSKII, P. A. 1900. *M. Paul Tutkowskii on the origin of loess*. Scottish Geographical Magazine. 16. 171-174.
- UNGÁR T. 1957. *Szemcseösszetételi elemzési módszerek összehasonlítása*. Földtani Közöny. 88. 1. 37-56.
- URBAN, B. 1978. *Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen zur Gliederung des Altquartärs der Niederrheinischen Bucht*. Köln, Geol. Inst. Univ. Köln. 165 p.
- URBAN, B. 1979. *Bio- und Magneto-Stratigraphie Plio-pleistozäner Ablagerungen in der Niederrheinischen Bucht*. In: PÉCSI, M. (ed.): *Studies on loess. International Geological Correlation Programme Magnetostratigraphy* P. 128. Budapest, Akadémiai Kiadó. 153-161.
- URBAN, B. 1983. *Biostratigraphic correlation of the Kärlich Interglacial, Northwestern Germany*. Boreas. 12. 83-90.
- URBAN, B. 1984. *Palynology of Central European loess-soils sequences*. In: PÉCSI, M. (ed.): *Lithology and stratigraphy of loess and paleosols*. Budapest, Geogr. Research Institute. 229-248.
- URIBE OSSES, L. 1989. *Lößböden der VR China und Sowjet-Zentralasiens und ihre Genese*. Berlin, Duncker & Humblot. 177 p.
- VAN DONK, J. 1976. *O¹⁸ record of the Atlantic Ocean for the entire Pleistocene Epoch*. Geological Society of America Memoir. 145. 147-163.
- VAN VLIET-LANOË, B. 1987. *The role of segregation ice in the superficial formations of W. Europe. The processes and their heritages*. Abstract of the state doctorate thesis. Univ. Paris I. Sorbonne. Caen, Centre de Géom. du CNRS. 17 p.

- VANDENBERGHE, J. 1985. *Palaeoenvironment and stratigraphy during the Last Glacial in the Belgian-Dutch border region*. Quaternary Research. 24. 23-38.
- VEKLICH, M. F. = VEKLICS, M. F.
- VEKLICH, M. F. 1979. *Pleistocene loesses and fossil soils of the Ukraine*. Acta Geologica Acad. Sci. Hung. 22. 1-4. 35-62.
- VEKLICS, M. F. 1982. *Paleoetapnoszi' i sztratotipü pocsvennüh formacij verhnego Kainozoja*. Kiev, Nauka Dumka. 201 p.
- VEKLICH, M. F. - SIRENKO, N. A. 1984. *Interregional paleopedological Pleistocene correlation of the USSR loess regions*. In: PÉCSI, M. (ed.): Lithology and stratigraphy of loess and paleosols. Budapest, Geogr. Research Institute. 249-257.
- VELICHKO, A. A. = VELICSKO, A. A. = VELITSCHKO, A. A.
- VELICSKO, A. A. (ed.) 1972. *Lesszü, pogrebennüe pocsvü i kriogennüe javlenija na russzkoj ravnine*. Moskva, Nauka. 155 p.
- VELICSKO, A. A. (ed.) 1975. *Problemü regional'noj i obscej paleogeografii lesszovüh i periglacial'nih oblasztej*. Moskva, Akad. Nauk SZSZSZR, Inszt. Geografii. 177 p.
- VELITSCHKO, A. A. 1978. *Die Erforschung von Lößgebieten und die Paläogeographie der Eiszeitperioden*. Schriftenreihe Geol. Wissensch. 9. 319-337.
- VELICHKO, A. A. 1987. *Relationship of climatic changes in high and low latitudes of the Earth during the Late Pleistocene and Holocene*. In: PÉCSI, M. - VELICHKO, A. A. (eds.): Paleogeography and loess. Pleistocene climatic and environmental reconstructions. Contribution of the INQUA Hungarian National Committee to the XIIth INQUA Congress. Ottawa, Canada, 1987. Budapest, Akadémiai Kiadó. 9-26.
- VELICHKO, A. A. 1989. *Evolutionary analysis of the contemporary landscape sphere of the Earth and prognosis*. Quaternary International. 2. 35-42.
- VELICHKO, A. A. 1990. *Loess paleosol formations of the Russian Plain*. Quaternary International. 7-8. 103-114.
- VELICHKO, A. A. - BOGUCKI, A. B. - MOROZOVA, T. D. - UDARTSEV, V. P. - KHALCHEVA, T. A. - TSATSKIN, A. I. 1984. *Periglacial landscapes of the East European Plain. Loesses, fossil soils, and periglacial formations*. In: VELICHKO, A. A. (ed.): Late Quaternary environments of the Soviet Union. Minneapolis, University of Minnesota Press. 95-118.
- VELICHKO, A. A. - GREKHOVA, L. V. - GUBONINA, Z. P. 1977. *Early man environment at Timovka sites*. Moscow, Nauka.
- VELICHKO, A. A. - KHALCHEVA, T. A. - CHIKOLINI, N. J. 1987. *Composition of late pleistocene loesses of the European USSR*. In: PÉCSI, M. - VELICHKO A. A. (eds.): Paleogeography and loess. Budapest, Akadémiai Kiadó. 55-63.
- VELICHKO, A. A. - MOROZOVA, T. D. - UDARTSEV, V. P. 1986. *Stratigraphy of loesses and of fossil soils within the Russian Plain and their correlation with the rhythms of oceanic bottom deposits*. Annales Univ. M. Curie-Skłodowska. Sectio B. 41. 1. 87-106.
- VENDL A. - TAKÁTS T. - FÖLDVÁRI A. 1935. *A Budapest környéki löszről*. Mat. és Term.-tud. Ért. 12 p.
- VENETZ-SITTEN, J. 1833. *Mémoire sur les variations de la température dans les Alpes de la Suisse*. Denkschr. d. Schweiz. Ges. f. d. ges. Naturw., Z. Abt. 1.
- VIRLET D'AOUST, P. Th. 1857. *Observations sur un terrain d'origine météorique ou de transport aérien qui existe au Mexique, et sur le phénomène des trombes de poussière auquel il doit principalement son origine*. Geol. Soc. France, Full., 2d ser. 2. 129-139.
- VITA-FINZI, C. - SMALLEY, I. J. 1970. *Origin of quartz silt: comments on a note by Ph. H. Kuenen*. J. Sediment. Petrol. 40. 1367-1369.
- VOLKOV, I. A. (ed.) 1980. *The formation cycle of subaerial rocks*. Novosibirsk, Akad. Nauk SSSR. Sib. Otd. Inst. Geol., Geofiz. 168 p.

- VOLKOV, I. A. - ZYKINA, V. S. 1984. *Loess stratigraphy in Southwestern Siberia*. In: VELICHKO, A. A. (ed.): Late Quaternary Environments of the Soviet Union. Minneapolis, Univ. of Minnesota Press. 119-124.
- WAGNER, G. A. 1980. *Thermolumineszenz und Altersbestimmung*. Naturwissenschaft. 67. 216-226.
- WAGNER M. 1977. *Megjegyzések a pleisztocén "ubikvista" csigafajokról. Observations on the "ubiquitous" gastropods of the Pleistocene*. Földrajzi Közlemények. 25. (101.) 1-3. 212-221.
- WAGNER, M. 1979. *Mollusc fauna of the Paks loess profile*. Acta Geologica Acad. Sci. Hung. 22. 1-4. 433-441.
- WAGNER M. 1984. *A Balatonszabadi-Sóstónál levő feltárás molluszká-vizsgálata*. Földrajzi Értesítő. 30. 1. 87-91.
- WALTHER, M. - BROSCHE, K.-U. 1982. *Zur Bedeutung der Lößstratigraphie für die Rekonstruktion des jungpleistozänen Klimas im nördlichen Mitteleuropa am Beispiel norddeutscher Lößprofile*. Ber. naturhist. Ges. Hannover. 125. 97-159.
- WANG, Y. et al. 1980. *On the stratigraphic problems of the loess on the plateau north of Weihe River, Shaanxi Province in accordance with the paleomagnetic data*. Geological Review. 26. 2. 141-147.
- WANG, Y. (ed.) 1982. *Loess and quaternary geology (1976-1980)*. Xian, Shaanxi People Press. 137 p. + 39 photos. (Kínaiul.)
- WANG, Y. - TENG, Z. - YUE, L. 1984. *Loess microtextures and the origin of loess in China*. In: PÉCSI, M. (ed.): Lithology and stratigraphy of loess and paleosols. Budapest, Geogr. Research Institute. 49-58.
- WANG, Y. Y. - ZHANG, Z. H. (eds.) 1980. *Loess in China*. Beijing, Guozi Shudran. 180 p.
- WASHBURN, A. L. 1980. *Permafrost features as evidence of climatic change*. Earth-Science Reviews. 15. 327-402.
- WASSON, R. J. (ed.) 1982. *Quaternary dust mantles of China, New Zealand and Australia*. Canberra, Australian National University Press. 230 p.
- WEN, Q. - DIAO, G. - SUN, F. 1985. *Geochemical characteristics of loess in Luochuan section, Shaanxi Province*. In: PÉCSI, M. (ed.): Loess and the Quaternary. Chinese and Hungarian case studies. (Studies in Geography in Hungary 18.) Budapest, Akadémiai Kiadó. 65-78.
- WEN, Q. - YANG, W. - DIAO, G. - SUN, F. - YU, S. - LIU, Y. 1984. *The evaluation of chemical elements in loess of China and paleoclimatic conditions during loess deposition*. In: PÉCSI, M. (ed.): Lithology and stratigraphy of loess and paleosols. Budapest, Geogr. Research Institute. 161-170.
- WILGAT, M. 1986. *Clay minerals in two loess profiles near Przemyśl (SE Poland)*. Annales Univ. M. Curie-Skłodowska. Sectio B. 41. 1. 253-261.
- WILLIS, B. 1907. *Research in China*. Carnegie Inst. of Washington Publ. No. 54. 183-196, 242-256.
- WINDOM, H. L. 1969. *Atmospheric dust records in permanent snowfields: Implications to marine sedimentation*. Geological Society of America Bulletin. 80. 761-782.
- WINTLE, A. G. 1987. *Thermoluminescence dating of loess*. Catena Supplement. 9. 103-115.
- WINTLE, A. G. - PACKMAN, S. C. 1988. *Thermoluminescence ages for three sections in Hungary*. Quaternary Science Rev. 7. 315-320.
- WOILLARD, G. M. 1978. *Grande Pile peat bog: A continuous pollen record for the last 140.000 years*. Quaternary Research. 9. 1-21.
- WOILLARD, G. M. - MOOK, W. G. 1982. *Carbon-14 dates at Grand Pile: Correlation of land and sea chronologies*. Science. 215. 159-161.
- WOLDSTEDT, P. 1956. *Über die Gliederung der Würm-Eiszeit und die Stellung der Löss in ihr*. Eiszeitalter und Gegenwart. 7. 78-86.
- WOLDSTEDT, P. 1958. *Das Eiszeitalter. Grundlinien einer Geologie des Quartärs. Zweiter Band: Europa, Vorderasien und Nordafrika im Eiszeitalter*. Stuttgart, Enke. 438 p.
- WOLDSTEDT, P. 1961. *Das Eiszeitalter. Grundlinien einer Geologie des Quartärs. Erster Band: Die allgemeinen Erscheinungen des Eiszeitalters*. Stuttgart, Enke. 374 p.

- XUE, X. 1984. *The Quaternary mammalian fossils in the loess area of China*. In: SASAJIMA, S. - WANG, Y. (eds.): *The recent research of loess in China. Stratigraphy, magnetostratigraphy, chronology, pedology, paleontology and paleoclimatology*. Kyoto, Kyoto Univ. and Northwest Univ. 112-159.
- YAALON, D. H. 1974. *Origin of desert loess*. Étude Quater. du Monde, 8th INQUA Congress. 2. 755 p.
- YAALON, D. H. 1978. "Geoderma" - continental sedimentation: calcrete, desert loess and paleosols, sand dunes and eolianites. In: Tenth International Congress on Sedimentology. Jerusalem. 195-238.
- YAALON, D. H. - DAN, J. 1974. *Accumulation and distribution of loess-derived deposits in the semidesert and desert fringe areas of Israel*. Zeitschrift für Geomorphologie. N. F. Supplement. 20. 91-105.
- YE, D. - FU, C. - CHAO, J. - YOSHING, M. (eds.) 1987. *The climate of China and global climate*. Beijing, Heidelberg, China Ocean Press & Springer Verlag. 441 p.
- YUAN, B. - YIN, Q. - BATER, B. - CUI, J. 1985. *The relationship between gully development and climatic changes in loess Yuan - an example for Luochuan*. In: Proceedings of the International Symposium on Loess Research. Xian, INQUA Commission on Loess. 101-103.
- ZAGWIJN, W. H. 1989. *Vegetation and climate during warmer intervals in the late pleistocene of Western and Central Europe*. Quaternary International. 3-4. 57-67.
- ZAGWIJN, W. - PAEPE, R. 1968. *Die Stratigraphie der weichselzeitlichen Ablagerungen der Niederlande und Belgiens*. Eiszeitalter und Gegenwart. 19. 129-146.
- ZARATE, M. 1991. *Late Pleistocene and Holocene loess deposits in the Southeastern Buenos Aires Province, Argentina*. GeoJournal. 24. 2. 211-220.
- ŽEBERAK. 1955. *Beszámoló a magyarországi negyedkori képződményeken végzett tanulmányutam tapasztalatairól*. Földtani Intézet Évi Jelentése 1953-ról II. 530-539.
- ZENG, H.-H. 1984. *Paleoclimatic events recorded in clay minerals in loess of China*. In: PÉCSI, M. (ed.): *Lithology and stratigraphy of loess and paleosols*. Budapest, Geogr. Research Institute. 171-181.
- ZEUNER, F. E. 1955. *Loess and palaeolithic chronology*. Proc. Prehistoric Soc. 21. 51-64.
- ZHANG, Z. 1980. *Loess in China*. GeoJournal. 4. 6. 525-540.
- ZHANG, Z. 1984. *Lithological and stratigraphical analysis on loess profiles of the Loess Plateau in China*. In: PÉCSI, M. (ed.): *Lithology and stratigraphy of loess and paleosols*. Budapest, Geogr. Research Institute. 259-270.
- ZHANG, Z. - WANG, M. - ZHANG, P. - SHE, Z. 1985. *Explanatory notes to geomorphologic map of the Loess Plateau in China, 1:500.000*. Beijing, Inst. of Hydrol. and Eng. Geol. Chinese Acad. 31 p.
- ZHENG, H. 1985. *Holocene loess of China*. In: Proceedings of the International Symposium on Loess Research. Xian, INQUA Commission on Loess. 12.
- ZHENG, S. - WANG, Y. - CHEN, C. 1987. *Studies on the stable isotopes in carbonates in Luochuan loess section: Applicability of the $\delta^{13}C$ as paleoclimate indicators*. In: LIU, T. (ed.): *Aspects of loess research*. Beijing, China Ocean Press.
- ZIANGIROV, R. Sz. - BÜKOVA, V. Sz. (eds.) 1984. *Klasszifikacionnűje kriterii razdelenija ljosszovűh porod*. Moszkva, Nauka. 94 p.
- ZÖLLER, L. 1989. *Heidelberg region: Loess stratigraphy - oldest European hominides - geochronology*. In: SEUFFERT, O. (ed.): *Geoöko-forum 1. One day field trips. Second International Conference on Geomorphology Frankfurt/Main September 3-9, 1989*. Frankfurt/Main, Geoöko-Verlag. 311-314.
- ZÖLLER, L. - STREMMER, H. - WAGNER, G. A. 1988. *Thermolumineszenz-Datierung an Löß-Paläoböden-Sequenzen von Nieder-, Mittel- und Oberrhein*. Chemical Geology. 73. 39-62.
- ZÖLLER, L. - WAGNER, G. A. 1990. *Thermoluminescence dating of loess - recent developments*. Quaternary International. 7-8. 119-128.
- ZÜKINA, V. Sz. - VOLKOV, I. A. - DERGACHEVA, M. I. 1981. *Verhñecsetverticsnűe otlozsenija i iszkopajeműje pocvű Novosibirszkogo Probja*. Moszkva, Nauka. 203 p.

TÁRGYMUTATÓ

- Achenheim I. talajkomplexum 195
 achenheimi löszszelvény 68, 103, 193, 196
 ADHÉMAR J.F. eljegesedési elmélet 18
 aggregált részecskék 119
 aggregátumok keletkezése 120, 121
 agyagásvány egzotikus származtatása 97
 agyagásványok minősége 87
 agyagásványtartalom keletkezése 87, 92, 94, 96
 agyagásványtársulások 88-92
 agyagos lösz 163, 164
 akkumulatív hatások elmélete 15
 aktualizmus 11
 „alföldi lösz” 162
 alföldi löszök jellemzője 263, 267
 alpi eljegesedések kronológiája 16, 36, 41
 Alsó Lishi lösz 249, 250
 asztronómiai elméletek 15
- állatjáratok (krotovinák) 106
 ártéri lösz (infúziós lösz) 162
- BACSAK-féle klímatípusok 22, 24, 170
 BACSAK-féle klímatípus változások 22, 219, 220
 BACSAK-féle pleisztocén erdei időszakok 170
 Bad Soden löszfeltárása 193, 194
 Balatonszabadi-Sóstó löszfeltárása 236
 Banatica fauna 106
 BARISS M.-féle klímalengésfajták 23
 „barna lösz” 162, 164
 barnaföld 165
 Basaharc Alsó (BA) 282
 Basaharc Dupla 225, 226, 270, 280, 281
 basaharci löszfeltárás 181, 270
 Beijuan löszszelvénye 199, 233, 254, 255
 beregovoi szelvény 199
 BERG löszkeletkezési elmélete 147
 besugárzási és klímatípus változások az utolsó glaciális során 219, 220
 bioglaszka 77
 Brianszk talaj 199, 230
 BRUNHES epoch 31, 32
- Cala komplex 221
 Červený Kopec löszfeltárása 174, 188, 189
 CHALLENGER expedíció 24
 ciklusok számának változása löszfeltárásokban 129, 130
 ciklusos klímaváltozások oka 14
 cinnamon és gesztenyebarna talajok 141
 CROLL-féle jégkorszak elmélet 18
- csasmanigari löszfeltárás 17, 108, 208, 211
 csernozjom félek kialakulásának éghajlati feltételei 135, 136
 csigafajok társulásainak ökológiai értékelése 101, 103, 104
 csúcsosság (K) 58, 98, 99
- delle (deráziós völgy) eltemetett 125
 delleképződési időszakasz 215
 dellekitöltés a paksi löszszelvényben 124
 deluviális lösz 165
 deluviális löszkeletkezési elmélet 146
 deluviális-kolluviális lösz 147
 deráziós lösz 147, 164, 215, 263, 268, 269
 dévaványai fúrás 33
 Dnyeper menti löszsorozat 17, 205-207
 Dolny Věstonice löszfeltárása 198, 224-225
 domborzatváltozás elmélete 15
 „drift elmélet” 11
 „Dunaföldvár formáció” 204
 Dunaföldvári (formáció) összetétel 274, 275, 289
 Dunaföldvár környéki löszfeltárások 273, 275, 276
 dunaujvárosi szelvények 120, 126, 226
 Dunaújváros-tápiószüli löszösszetétel 278
 Dunaújváros-tápiószüli sorozat 136, 270, 276, 286
- eljegesedési elmélet 11
 ellöszösödés 147
 „elsődleges lösz” 143
 elsődleges (vagy primér) karbonát 76
 eltemetett deráziós völgyek töltelékanyaga 125
 Eltville tufa 223, 224

- Elulino löszszelvény 17, 66, 99, 128, 208
 embrionális talajok 133
 EMILIANI és MILANKOVIĆ eredménye 28
 EMILIANI-féle oxigénizotóp sztratigráfia 27, 172
 EMILIANI-féle stádiumok 27, 35
 EMILIANI izotóp görbéje 26
 environmentalista löszkeletkezési elmélet 148
 eolikus löszkeletkezési elmélet 145
 erdőtalajok kialakulásának éghajlati feltételei 137
 erduti szelvény 182
 „ERICSON klímagörbéje” 27
 ERICSON „menardii görbéje” 26
 extraterresztrikus elméletek 14
- Farmdale talaj 199, 234
 faszénmaradványok 107
 Felső Lishi lösz 249, 250
 ferdeség (Sk) 58, 98, 99
 fiatal löszök felső része 278
 fluviális löszkeletkezési elmélet 145
 földrajzi környezet mint domináló tényező 144
 „földtörténeti kalendárium” 30
 futóhomok és lepelhomok 168
- „glaciális ciklusok” 173, 178
 glaciális-fluvioglaciális löszkeletkezési elmélet 147
 gleccser előnyomulások a jelenkorban 44
 Globorotalia menardii 27
 görgetettség fok 59, 60
- HAHN-féle szemcsenagyság összetételi ábrázolás 62
 „hideg löszök” 155
 Hoboken talaj 222
 homokos lösz 164
 homokrétegek löszsorozatban 123-126
 Hódmezővásárhely löszfeltárása 260, 261
- Illinois (USA) löszszelvénye 199
 illit kristályossági indexe 92-93
 infúziós lösz 162, 259, 260, 262
 intramontán medencék 149, 150, 242, 244
 Iszkitim talajkomplexum 199, 231
 izotópstádiumok 16, 35
- „jedoma” lösz-és jég komplexum 50, 51
 jelenkori löszképződés 157
 juan domborzat 151 240
 Jules talaj 199, 234
- kanyonszerű löszszurdokok 152, 242, 245
 karbonát kiválás pórusokban 117
 karbonát kristályformák 80-82, 134
 karbonátsövecskék eredete 79
 karbonáttartalom vertikális eloszlása 77-78, 83-84
 Kärlich löszszelvénye 40, 189, 192
 Khotylevo lösz 230
 kínai löszfeltárások mágneses szuszceptibilitási görbéi 251, 255
 Kínai-löszfennsík 232, 247, 248
 „kis jégkorszak” 42
 klímarelevancia 215
 klímatípusok váltakozása a glaciálisok és interglaciálisok alatt 22, 198, 219, 220
 konkreciós szintek 153
 Koroni komplex 221
 KÖPPEN-féle küszöbérték 21
 Krems löszfeltárása 187-188, 190-191
 Krutica talaj 199, 230
 KUKLA-féle löszciklusok 16, 36, 173
 KUKLA szedimentációs ill.pedogén fázisai 225
 Kutna hora feltárása 176,
 kvarcsemce származtatása molasz képződményekből 161
 „kvázi komplex szelvény” rekonstruálása 186
- Laacher See tufa 224
 La Grand Pile tőzegfeltárása 220
 Lamont Geológiai Obszervatórium 26
 „Lanti-ősemlék” 111
 lejtő-lösz 164
 Les Echets tőzegfeltárása 220
 liang domborzat 241
 limon à doublets 162, 165
 Lishi lösz 245, 247
 litofacies 163
 litosztratigráfiai különbségek geomorfológiai és szedimentológiai okai 214
 Lohner Boden 224
 löszcsigák 100, 104, 105

- löszderivátumok 52, 162, 163, 165
 löszderivátum törmelékkal 165
 lösz elvályogosodása 132
 lösz eredet szerinti osztályozása 143
 lösz és löszszerű üledékek elterjedése 49, 162, 166
 löszfáciesek 162
 löszfogalom 47
 lösz, homok, paleosol rétegek ismétlődése 127-128
 löszkeletkezés fő tényezői RICHTHOFEN szerint 148, 155
 löszkeletkezési magyarázatok 144-154, 159
 löszképződés „szuperzónája” 131
 löszkonkréciók 79
 löszkordatálás TL módszer segítségével 181-183, 228-229
 löszkronológiai tagolás és a korrelálás elvei 171-172
 lösz kvarcscemcséinek eredete 157, 159
 lösz mésztartalma 76, 79
 lösz nedvességtartalma 119
 lösz nem csupán üledék 113
 löszök ásványos összetétele 65, 67, 69, 70, 72, 86
 löszök finomsági foka 60, 98
 löszök kémiai összetétele 69, 70, 72, 75
 löszös homok 164, 167
 lösz regionális fáciesei 131
 lösz rétegzetlenség 114
 löszsorozat 114
 löszsorozat homokrégeinek keletkezése 127
 löszszelvények kronológiája paleomágneses, TL és C^{14} adatokkal 181-184, 228-229, 283
 lösz szemcseméret összetétele 53
 lösz szemcsenagyság mérése 60
 löszszerű ártéri üledék 165
 löszszerű kőzet 163
 löszszerű vályog 163
 löszváltozatok 162
 löszváltozatok szemmagyság eloszlása 56
 Lublini-löszfennsík 197, 200, 201
 luochuani szelvény 17, 78, 91, 93, 98, 110, 246, 249, 251
 LYELL-féle „drift elmélet” 12
 macsi löszszelvény 264
 Malan lösz 245, 247, 250
 mao domborzat 241
 „marker vonalak” 173
 Martonos őstalaj 207
 MATUYAMA epoch 31
 második ciklusú elsődleges lösz 160
 második ciklusú lösz 160
 másodlagos karbonát 76
 „másodlagos lösz” 144
 medián, szemmagyság középérték 57, 99
 „meleg löszök” 155
 „menardii hőmérő” 27
 Mende bázis talajkomplexum 228, 280, 283
 Mende Felső 228, 279
 mendei téglagyár löszszelvénye 72, 109, 137, 181, 184, 198, 226, 228, 277, 279
 Mende-basaharci löszösszet 278
 Mende-Felső 225
 mezini szelvény 199, 230
 Mezin komplexum 229
 mészkonkréciós szintek 132
 MILANKOVIĆ M. besugárzási görbéje 20, 21
 MILANKOVIĆ M. jégkorszaki kalandáriuma 16, 19, 30
 MILANKOVIĆ M. klímaszakaszai 169
 moldovai II. szelvény 199
 monoglacializmus elve 14
 morfotektonikai és paleoökológiai helyzet hatása a löszsorozat tagoltságára 291-292
 nagyhegyesi fúrás 266, 267
 Naßboden 172
 nehézásványok a löszben 65, 66, 68, 272
 Nidereschbach zona 223, 224
 normandiai lösz 195, 197, 198, 200, 217
 Nussloch talaj 222, 223
 nyomelemek a löszben 73
 OBRUCSEV-féle löszkeletkezési elmélet 155
 osztályozottsági fok (S_0) 57, 98, 99
 oxigénizotóp sztratigráfia és a löszkronológia 178
 öreg lösz 262, 275
 „özfövíz elmélet” 11
 ősember eszközeinek maradványa 111
 ősklímaváltozás 46

„Őslösz” 158

Őstalajok genetikai típusának meghatározása 139, 141

Paks-dunakömlődi eltemetett talaj 286

Paks-dunakömlődi szelvény 67

Paks Dupla talajkomplexum 285, 287

Paksi összet 283, 284, 285

paksi téglagyár löszfeltárása 202, 205

Paks löszszelvényei és vizsgálataik 17, 24, 25, 55, 69, 70, 86, 99, 102, 122, 124, 130, 140, 181, 185, 202, 203, 272, 283-286

paleogeográfiai eseménysorozat rekonstruálása 214

paleogeográfiai körülmények rekonstruálása 186

paleomágnese korszakok és események 32, 34, 38

paleomágnesezettség jelentősége 30

PENCK A. jégkorszak-felosztása 16, 20, 22

periglaciális területek és a lösz 156

Pécs-postavölgyi fúrás 238

pleisztocén időtartama 37

pleisztocén klímaváltozások jellege 256

poligenetikus löszkeletkezési elmélet 148

poligenetikus őstalaj 135

poligenetikus talajok kronosztratigráfiai értékelési lehetősége 215

poliglacialista felfogás 13

pollen spektrum értékelés 107, 110

Popering talaj 222

poranyag ami még nem lösz 144

posztgenetikus elváltozás 131

posztglaciális éghajlati optimum 40

posztglaciális és holocén tagolása 41

Potou lösz 249, 250

pórustérfogató aránya 118

Primorskoje feltárása 206

pszeudomicéliumos löszrétegek 134

ritka földfém-oxidok a löszben 74

Robein szilt 199, 234

Rocourt típusú poligenetikus talaj 221

Roksem talaj 222

Rokszolány, Alsó Dnyeper menti löszszelvény 205, 206

Roxana szilt 199, 234

rózsaszínű vályogos lösz 163

Sangamon talajkomplexum 199, 233

sivatagok és a lösz 156

SMALLEY I.J. löszkeletkezési modellje 159

Stabroek talaj 222

Stary Slankamen löszszelvénye 182

Stülfried „A” talajkomplexum 198, 224

szárazföldi lösszel fedett tavi lösz 150

szárazföldi üledékképződés jellege 256

„szárazlégtörő” csapadék hatása 149, 151

száraztérzfűni lösz 263

szedimentációs ráta a kínai löszökben 253

szemcsealak jellemzés 58

szemcseeloszlási vizsgálatok 61, 62, 277

szemcseösszetétel osztályozás 64

szemcsék cementálódása 114, 115, 116

szemcsék elrendeződése 114, 115

SZILÁRD-féle lösz litológiai osztályozás 55, 62

szingenetikus elváltozás 131

szöveti különbségek 114

„szuglinok” 50, 165

szuper interglaciális 43

tajjuan 241, 244

talajosodott löszök 132

„tarka agyag” 287

tefrakronológia 37

teljes karbonáttartalom 79

teraszok jellegzetes löszei 265

teraszos löszsíkság 241, 244, 245

terminációk időközai 172

terminációs ciklus 172

terresztrikus elméletek 14

tiraspoli feltárás 206

titeli szelvény 182

típusos lösz 164

Rajna menti löszfeltárások tagolása 223

réteghiányok 215

rétegzett lösz 164

RICHTHOFEN-féle „tavi lösz” 153

RICHTHOFEN lefolyástalan medence-modellje 154

RICHTHOFEN szerint a lösz nem egyszerűen eolikus porfelhalmozódás 154

RICHTHOFEN 12 kritériuma a löszfogalomra 153

típusos löszök szemcseeloszlási görbéi 53

típusos lösz színe 113

típusos lösz teljes körű kritériuma 47

Trubcsevsk embriónális talaj 230

uniformitarianizmus 11

utolsó glaciális ciklus paleoklímatörténeti rekonstrukciója 235

utolsó glaciális löszök és az oxigénizotóp sztrati-
gráfia 198-199, 216, 218

üvegházhatás 45

Valdaj lösz II. (Desna) 230

Valdaj (lösz) lösz III. (Altinovo) 230

Valdaj löszök 227

vésztoi fúrás 33

virágpor a lösz- és talajrétegekben 107-109

Vosztok jégkutató fúrás 220

völgyi löszök 162, 164, 263

vörös (agyagos) talajok kialakulása 137

Warneton löszszelvénye 198

Warneton talajkomplexum 221

Wucheng lösz 245, 247, 250

Wucheng sorozat habitusa 256

xifengi szelvény 17, 249, 251, 252

Zelzate talaj 222

ZIANGIROV-BÜKOVA-féle osztályozás 64

Zulse talaj 222

TÁBLÁZATOK JEGYZÉKE

| | |
|--|-------|
| 1. Feltételezett korreláció a pleisztocén glaciális kronológia, a mélytengeri oxigénizotóp stádiumok és a lösz-paleosol sztratigráfia között | 16-17 |
| 2. A pleisztocén legfontosabb klímakilengései és azok nyári és téli amplitúdói (Eltérés a pleisztocén átlagtól) + 55° szélességre (BACSÁK GY. 1940, átdolgozta BARISS M. 1954a, b) | 24 |
| 3. Paleomágneses korszakok és események (COX A. 1969; MANKINEN E.A. és DALRYMPLE G.B. 1979) | 32 |
| 4. A posztglaciális és a holocén tagolása (MAISCH M. 1982 és GAMPER M.–SUTER J. 1982 nyomán) | 41 |
| 5. A louchuani (Kína) löszszelvény szemcseösszetétele (súly-%) (SASAJIMA S.–WANG Y. 1984) | 54 |
| 6. A paksi löszfeltárás jellegzetes rétegeinek szemcseösszetétele (Elemzések: BALOGHNÉ DI GLÉRIA M.) | 55 |
| 7. Alsó-Rajna menti löszminta finomsági értéke (SIEBERTZ H. 1982) | 60 |
| 8. A löszök négy fő szemcsenagyság tartománya (SZILÁRD J. 1983) | 63 |
| 9. Löszfrakciók osztályozása súly-%-ban (SZILÁRD J. 1983) | 63 |
| 10. A lösz karbonáttartalom (különösen CaCO ₃) súly-% szerinti osztályozása (SZILÁRD J. 1983) | 63 |
| 11. A paksi löszök ásványi összetétele (súly-%) (Elemzések: REMÉNYI M.–GEREI L.) | 69 |
| 12. A paksi löszök (< 2 µm agyagfrakció) ásványi összetétele (Elemzések: REMÉNYI M.–GEREI L.) | 70 |
| 13. Egy délnyugat-szibériai löszfeltárás ásványi összetétele (súly-%) (SHAEVICH Ya.E. 1984) | 71 |
| 14. Az Achenheim 2. löszszelvény, Elzász/Franciaország nehézásványainak mállás-koefficiense (BURACZYNSKI J. 1978) | 72 |
| 15. A mendei löszök kémiai összetétele (súly-%) (Elemzések: LÁNYI I.) | 72 |
| 16. A normandiai Roumare/Franciaország löszeinek kémiai összetétele (súly-%) (LOUTRIDOU J.P. és társai 1984) | 73 |
| 17. A Szovjetunió löszeinek átlagos kémiai összetétele (súly-%) (PETROV A.G. és társai 1984) | 74 |
| 18. Különböző régiók löszeinek (1 mm-es frakció) kémiai összetétele súly-%-ban (1, 2 = GONG Z. és társai 1987; 3 = WEN Q. és társai 1984; 4 = FRYE J.C. és társai 1962; 5 = POPOV és BŰKOVA 1966; 6, 7 = PÉCSI–DONÁTH É. 1985) | 75 |
| 19. A luochuani löszök nyomelemvizsgálata (ppm) (WEN Q. és társai 1985) | 76 |
| 20. A RE ₂ O ₃ tartalom (ppm) a löszben és más kőzetben (WEN Q. és társai 1985) | 77 |
| 21. Különböző vidékek löszeinek karbonáttartalma (súly-%) | 79 |
| 22. A mészkonkréciók C ¹³ és O ¹⁸ izotópösszetétele és paleohőmérséklete a luochuani (Kína) löszszelvényben (ZHENG S. és társai 1987) | 85 |
| 23. Különböző régiók löszeinek agyagásvány tartalma (< 2 µm agyagfrakció) (súly-%) | 88 |
| 24. A bogoljubovoi löszök ásványi összetétele (Moszkvától keletre) (Elemzések: REMÉNYI M. és GEREI L.) | 89 |
| 25. Bogoljubovoi őstalajok és löszök < 2 µm nagyságú agyagfrakcióinak ásványi összetétele (súly-%) (Elemzések: REMÉNYI M. és GEREI L.) | 90 |
| 26. A luochuani lösz és paleotalaj rétegek agyagfrakcióinak ásványi összetétele (súly-%) (LIU T. 1985a) | 91 |
| 27. A Great Plains középső-nyugati részében előforduló löszök agyagásványainak (< 2 µm) súly-%-os megoszlása (GLASS H.D. és társai 1968) | 95 |
| 28. Az Alsó-Dnyeszter menti löszök és paleotalajok mállásegységítője és egyéb tulajdonságai (KRIGER I. 1986) | 119 |
| 29. Löszkeletkezési modell (SMALLEY I.J. 1966 szerint – egyszerűsítve) | 159 |

| | |
|---|---------|
| 30. A pleisztocén eljegesedett, jégmentes, pusztai (lössképző) és erdei korszakainak időrendi táblázata (BACSÁK GY. nyomán 1942, átdolgozta BARISS M. 1954-ben) | 170 |
| 31. Fiatal löszszelvények tagolási lehetősége (PÉCSI M. 1992) | 198-199 |
| 32. A Kínai-lösszfennsík egyes löszeinek és paleotalajainak szemcseösszetétele (súly-%) (Elemzések: GEREI L. és BALOGHNÉ DI GLÉRIA M.) | 247 |
| 33. A Kínai-lösszfennsík egyes löszeinek és paleotalajainak ásványi összetétele (súly-%) (Elemzések: GEREI L. és REMÉNYI M.) | 247 |
| 34. A Kínai-lösszfennsík paleotalajainak összefüggése a szuszceptibilitás stádiumaival és a BERGER A. (1978) féle klímakalendáriumban meghatározott paleotalajok korával (HELLER F. és társai 1987) | 253 |
| 35. Nagyhegyes 1. számú fúrászelvénye szemcseösszetétele (súly-%) (Elemzések: BALOGHNÉ DI GLÉRIA M., GEREI L. és HAVAS J.) | 266 |
| 36. Nagyhegyes 1. számú fúrászelvény ásványi összetétele (Elemzések: REMÉNYI M. és GEREI L.) | 267 |
| 37. Magyarország egyes típusos löszeinek szemcseösszetétele (súly-%) (Elemzések: BALOGHNÉ DI GLÉRIA M. és HAVAS J.) | 271 |
| 38. A paksi löszszelvény nehézásvány-összetétele (súly-%) (CODARCEA V. 1977) | 272 |
| 39. A mendei löszszelvény szemcseösszetétele (súly-%) (Elemzések: BALOGHNÉ DI GLÉRIA M. és HAVAS J.) | 277 |

ÁBRÁK JEGYZÉKE

| | |
|---|--------------|
| 1. Az alpi eljegesedések görbéje EBERL B. szerint (a) és MILANKOVIĆ M. besugárási görbéje (b) (KLEBELSBERG R. nyomán, 1949) | 20 |
| 2. Besugárási görbék KÖPPEN W. (a) és MILANKOVIĆ M. (b) szerint | 21 |
| 3. A négy jégkorszak menete a pleisztocénben PENCK A. (a) és MILANKOVIĆ M. (b) szerint | 22 |
| 4. (a) A BACSÁK-féle klímátípusok sorrendje, erőssége, időtartama a pleisztocénben. (b) E klímátípusok sorrendjének és tartamának összehasonlítása (időtengely felett) az eljegesedett, ill. jégmentes időszakok menetével (időtengely alatt). (BACSÁK GY. 1940, 1942) | 22 |
| 5. A közép-európai pleisztocén éghajlati tagolódása (KRIVÁN P. 1955) | 24-25 között |
| 6. Az A 179-4-es mélytengeri magfúrás (Karib-tenger) tagozódása. Foraminiferák (ERICSON D.B. és társai 1961) és oxigénizotóp viszonyok (EMILIANI C. 1955) alapján (IMBRIE J.-IMBRIE K.P. 1979) | 26 |
| 7. A tengerszintingadozások kora Barbadosnál, a csillagászati elmélet tükrében (MESOLLELA K.J. és társai szerint, 1969) | 30 |
| 8. Az Alföld kronosztratigiája a dévaványai és vésztői magfúrások paleomágneses elemzése alapján (RÓNAI A. 1985, COOK H.B.S. és társai 1979) | 33 |
| 9. Olaszország paleomágneses típushelyeinek elhelyezkedése (a) és ezek kora radiometriai, valamint paleomágneses adatok alapján (b) (ARIAS C. és társai szerint) | 34 |
| 10. <i>Globigerina sacculifer</i> által meghatározott három tengeri fúrásban a O^{18} görbe összehasonlítása, valamint viszonyítása a V28-238-as fúrásgörbéhez oly módon, hogy a <i>P. lacunosa</i> kioltási szintje mindig 400 ka B.P.-nél fekszik (RUDDIMA W.F. 1983) | 35 |
| 11. Würzburger Wels téglagyári feltárása (KOHL H. rajza; ZÖLLER L. és társai TL vizsgálatai nyomán, 1988) | 37 |
| 12. A Középső-Rajna-völgy teraszainak összesített szelvényrendszere (BIBUS E. szerint, 1980) | 38 |
| 13. Geomorfológiai szintek a Nyugati-Gerecsében Dunaalmás és Dunaszentmiklós szelvényében (PÉCSI M., SCHEUER GY., SCHWEITZER F., MÁRTON P., PEVZNER M.A.) | 38 |
| 14. A Grande Pile-tőzegmohaláp (Haute-Saône, St. Germain/Franciaország, 300 m tszf.) palinológiai szelvénye (WOILLARD G.M. 1978 szerint) | 39 |
| 15. Kärlichi lösz- és vulkáni tufa feltárás pleisztocén kori szelvényének tagolódása | 40 |
| 16. Holocén kori klímaingadozások IMBRIE J. és IMBRIE K.P. (1979) szerint | 42 |
| 17. Az utolsó 1000 év éghajlati ingadozásai (LAMB H.H. 1979 szerint) | 43 |
| 18. Gleccser előnyomulási szakaszok a jelenkorban (DENTON G.H. és KARLEN W. 1973 szerint) | 44 |
| 19. Éghajlati előrejelzés az eljövendő 25 000 évre (MITCHELL J.M. 1977 szerint) | 45 |
| 20. A lösz és a löszszerű üledékek világméretű elterjedése (összeáll.: PÉCSI M. 1990a) | 49 |
| 21. Lösz-jég komplexum a szibériai Kular-hegység hegylábfelszínén (Jana-Omolon vidéken, KONISCHCHEV V.N. 1987 szerint) | 51 |
| 22. Közettörmelék rétegek (1) a kínai löszben, egy feltöltött medence peremén (RICHTHOFEN F. 1877-85) | 51 |
| 23. Rétegzetlen, típusos fiatal löszök szemcseeloszlási görbéi (PÉCSI M. 1966a) | 53 |
| 24. Eolikus úton szállított por és lösz összeggörbéinek összehasonlítása (PÉWÉ T.L. 1984) | 54 |
| 25. A Tisza lebegtetett hordaléka Szegednél, 1951. folyamán (MEZŐSI J.-DONÁTH É. 1954) | 56 |
| 26. Néhány magyarországi lösztípus gyakorisági görbéi (Elemzések: BALOGHNÉ DI GLÉRIA M.) | 57 |
| 27. Szemcseeloszlási vizsgálatok eredményeinek alapvető ábrázolási módjai (MÜLLER G. 1964) | 58 |
| 28. Görgetettségi fok (RUSSEL-TAYLOR-PETTITJOHN szerint). Osztályozási határ- és középértékek PETTITJOHN szerint (SCHNEIDERHÖHN 1954) | 59 |

| | |
|---|-----|
| 29. Löss és buckahomok különböző szemnagyságú kvarc részecske felszínének gömbölyföttsége és csiszoltsága; szilt, dűnehomok (GUENTHER E.W. 1961) | 59 |
| 30a. Magyarország lösz és löszszerű üledékeinek osztályozása szemcseeloszlásuk alapján (HAHN GY. 1972) | 62 |
| 30b. A löszök szemcseösszetétel szerinti osztályozása (ZIANGIROV R.SZ.–BÜKOVA V.SZ. 1984) | 64 |
| 31. Egy novoszibirszki löszszelvény granulometriai és ásványtani összetétele (SHAEVICH YA.E. 1984) | 66 |
| 32. A Paks–dunakömlödi löszszelvény ásványtani összetétele (súly-%-ban) (GEREI L. és társai 1979) | 67 |
| 33. Achenheim 2. löszszelvény nehézasvány tartalma (BURACZYNSKI J. 1978) | 68 |
| 34. Különböző régiók löszeinek mállással szembeni ellenállóképessége (mállásrezisztenciája) (BURACZYNSKI J. 1978 és MAVLIANOV G.A. 1958) | 70 |
| 35. A luochuani löszszelvény (Kínai-löszfennsík) geokémiai jellemzői (WEN Q., DIAO G. és SUN F. 1985) | 78 |
| 36a. Karbonát kristályformák képződése a lösz és paleotalaj rétegekben (REM-felvétel: KRINGS E. Trieri Egyetem Geol. Oszt.) | 80 |
| 36b. Másodlagos kalcit kristályképződés (REM-felvétel: KRINGS E. Trieri Egyetem Geol. Oszt.) | 81 |
| 37. Karbonátos konkrécióképződés az eltemetett talajokban (PÉCSINÉ DONÁTH É. MTA Geokémiai Kut. Lab., REM-felvétel: KRINGS E. Trieri Egyetem Geol. Oszt.) | 82 |
| 38. A karbonát tartalom és a paleotalajok a paksi északi löszszelvényben (PÉCSI M. 1982; Magnetosztratigráfia PEVZNER M.A. szerint) | 83 |
| 39. Karbonát tartalmú paleotalajok (Sch 1–6) a netivoti löszszelvényben (ÉNy-Negev, Izrael) (BRUINS H.J., YAALON D.H. 1979 után leegyszerűsítve) | 84 |
| 40. A mendei téglagyár löszszelvényének ásványi összetétele (PÉCSI-DONÁTH É. 1985) | 86 |
| 41. Szemcseeloszlás, karbonát és agyagásvány tartalom (súly-%) a Maryville (USA, Illinois) környékén előforduló pleisztocén üledékekben (McKAY E.D. 1979) | 92 |
| 42a. Az illit kristályosodási fokának (Hw-index) változásai a Heimugou löszszelvényében, Luochuan, Senhszi tartomány, Kína (LIU T. 1985) | 93 |
| 42b. Az illit kristályosodottságának változása a földtörténeti múltban (LIU T. 1985a) | 94 |
| 43. Az agyagásvány tartalom ciklikus változása a lösz–paleotalaj sorozatban. Netivot (Izrael) (BRUINS H.J. és YAALON D.T. 1979) | 94 |
| 44. Csillámaprózódás a löszben és agyagásvány-képződés a fosszilis talajban (REM-felvétel: KRINGS E., Trieri Egyetem Geol. Oszt.) | 96 |
| 45a. A Heimugou szelvény, Luochuan, Senhszi tartomány (Kína) szemcseeloszlása és más paraméterek (LIU T. 1985a) | 98 |
| 45b. A paksi téglagyári löszfeltárás É-i részéről szemcseeloszlási és egyéb paraméterek (Elemzés: BALOGHNÉ DI GLÉRIA M., összeáll.: KIS É.) | 99 |
| 46. A löszsorozat üledékciklusai a környezeti hatások változásainak következtében (LOŽEK V. 1964) | 101 |
| 47. A puhatestű fauna eloszlása a paksi téglagyári löszfeltárás D-i részén (WAGNER M. 1979) | 102 |
| 48. Az achenheimi löszszelvény puhatestű faunájának faktor elemzése (ROUSSEAU D.D. 1987a,b) | 103 |
| 49. A közép-európai száraz lösztájak üledék-, talaj- és vegetáció változásának ciklusai az éghajlattól függően (LOŽEK V. 1976) | 104 |
| 50. Csigák eloszlása a luochuani löszszelvényben (Senhszi tartomány/Kína, LIU T. 1985a) | 105 |
| 51. A csasmanigari löszszelvény (Tadzsisikisztán) pollendiagramja (BOLIKHOVSKAYA N.S. 1984) | 108 |
| 52. A mendei löszszelvény paleoökológiai adatai és értelmezése (URBAN B. 1984) | 109 |
| 53. A luochuani löszszelvény (Senhszi tartomány, Kína) pollendiagramja (SASAJIMA S.–WANG Y. 1984) | 110 |
| 54. A lösz szemcseformái és egymáshoz illeszkedésük a paksi feltárásban. Vizsgálatok : PÉCSI-DONÁTH É., MTA Geokémiai Kut. Labor.; REM-felvétel: KRINGS E. Trieri Egyetem Geol. Oszt. | 115 |

| | |
|---|-----------|
| 55. Karbonátcementáció és karbonát kristályosodás a löszben. Vizsgálatok: PÉCSI-DONÁTH É., MTA Geokémiai Kut. Labor.; REM-felvétel: KRINGS E. Trieri Egyetem Geol. Oszt. | 116 |
| 56. Másodlagos karbonát kiválás pórusokban (a, b) és a pórusok oldalán (c), Basaharc BD talajokban; REM-felvétel: KRINGS E. Trieri Egyetem Geol. Oszt. | 117 |
| 57. A csapadékmennyiség és a lösztulajdonságok összefüggése a tengerszint feletti magassággal a Kirgiz-hegységgláncok északi lejtőinek példáján (KRIGER N.I. 1984) | 118 |
| 58. Az összvíztartalom változása a mélységgel, a dunajvárosi löszszelvény példáján (TÖRÖK T. elemzése) | 120 |
| 59. Aggregátum- és agyagásvány-képződés löszben. Vizsgálatok: PÉCSINÉ DONÁTH É. MTA Geokémiai Kut. Labor.; REM-felvétel: KRINGS E. Trieri Egyetem Geol. Oszt. | 121 |
| 60. A paksi löszszelvény kronológiai tagolása (összeáll.: PÉCSI M. 1991) | 122 |
| 61. Dellekitöltés a paksi löszszelvényben (PÉCSI M. 1967b) | 124 |
| 62. Dunajvárosi löszszelvény (PÉCSI M. és SCHEUER GY. 1979) | 126 |
| 63. Lösz–paleotalaj–homok ciklikus sorozata a Duna–Tisza köze déli részén (MIHÁLTZ I. 1953) | 127 |
| 64. Az Ob-fennsíki löszök fizikai-mechanikai tulajdonságainak ciklikus változása (Ny-Szibéria, Elulino). (SHAEVICH Ya.E. 1987) | 128 |
| 65. Lösz, őstalaj és homok ciklikus váltakozása a paksi löszszelvényben és azok valószínű kronológiája (PÉCSI M. 1990a) | 130 |
| 66. A magyarországi fiatal löszökben eltemetett sztyeptalajokra jellemző tű alakú kalcitkristályok típusai a basaharci löszfeltárásban (KRINGS E. felvétele, Trieri Egyetem Földt. Oszt.) | 134 |
| 67. Löszszelvény (Bois du Moulin, Párizsi-medence) poligenetikus őstalajának fejlődési szakaszai (FEDOROFF N. és GOLDBERG P. 1982 szerint) | 135 |
| 68. Sztyeptalajsorozat a mendei téglagyári fiatal löszben (PÉCSI M., SZEBÉNYI E. és PEVZNER M. A. 1979c; MÁRTON P. 1979a) | 136 |
| 69. Pécs környéki, postavölgyi fúrás lösz- és paleotalaj-sorozata; PÉCSI M., SCHEUER GY., SCHWEITZER F., GEREI L., REMÉNYI M., paleomágnesség: MÁRTON P.) | 138 |
| 70. A paksi löszfeltárás őstalajainak agyagásványelemzése és paleopedológiai értelmezése (BRONGER A. 1976) | 140 |
| 71a. A lösztulajdonságok és sugárzási ariditási index R/Lr összefüggése (KRIGER N.I. 1984) | 144 |
| 71b. A hipergén zónák tipomorf ásványai a sugárzási egyensúly- és sugárzás ariditási index (R/Lr) rendszerében (KRIGER N.I. 1986) | 145 |
| 72. Löszmedence sorozat eszményi keresztmetszete (RICHTHOFEN F. 1877) | 149 |
| 73. A kínai Pingjang környéki (Senhszi tartomány) lösztekniák keresztmetszete (RICHTHOFEN F. 1877) | 149 |
| 74. Szárazföldi lösszel fedett tavi lösz, a Vej folyó völgyében, Senhszi tartományban (RICHTHOFEN F. 1877) | 150 |
| 75. Löszmedencék lefolyásának eszményített ábrázolása, hegységi szakadékokon át (RICHTHOFEN F. 1877) | |
| 76. Kínai-löszfennsík, Juan felszín szurdokvölgyekkel feltagolva (Foto: KESZ A.SZ.) | 151 |
| 77. Lösztáj kastélyszerű formákkal a Tajjuantól É-ra (Kína, Sanhszi tartomány, (RICHTHOFEN F. 1877) | 152 |
| 78. A Tibeti-fennsík eljegesedése. KUHLE M. (1988) szerint a Tibeti-fennsíkot legalább az utolsó glaciális alatt jégsapka fedte el | 159 |
| 79. A lösz elterjedése Európában (GRAHMANN R. 1932) | 162 |
| 80. A lösz elterjedése Magyarországon (PÉCSI M. 1987c) | 166 |
| 81. Lösszel fedett buckahomok Kecskemét körzetében (FRANYÓ F. 1961) | 167 |
| 82. A magyarországi löszök és lösz jellegű képződmények térképe (PÉCSI M. 1982) | melléklet |

| | |
|---|---------|
| 83. Lössszelvény keresztmetszete Észak-Bulgáriában a Dunától délre fekvő Svisztov és Pavlikeni között (STOILOV K.G. 1984) | 168 |
| 84. Červený Kopec típusos lösszelvénye (KUKLA G.J. 1977) | 174 |
| 85. Az éghajlat 100 000 éves ingadozása a pleisztocén során (BROECKER W.S. és VAN DONK J. 1970) | 175 |
| 86. A Kutna Hora téglagyári lösszelvény részletes tagolása (KUKLA G.J. 1970 szerint) | 176 |
| 87. Feltűnő hasonlóság három különböző lösszfeltárás B, C és D jelű glaciális ciklusa között, Prága és Brno környékén (KUKLA G.J. 1970) | 177 |
| 88. Paks, Mende és Basaharc lösszelvényeinek kronológiai tagolódása, paleomágneses, TL és C ¹⁴ adatokkal (összeáll.: PÉCSI M. 1990) | 181 |
| 89. Jugoszláviai típus lösszelvények különböző tagolása (A. BRONGER A. és társai 1987, B. PÉCSI M. 1966a) | 183 |
| 90. A mendei téglagyári lösszfeltárás csiga faunája (WAGNER M. 1979 szerint) | 184 |
| 91. A paksi téglagyári lösszfeltárás hossz-szelvénye (PÉCSI M. 1979a) | 185 |
| 92. Krems és Stranzendorf (Ausztria) szelvényeinek lösz-őstalaj sorozata és azok paleomágneses tagolása (FINK J.–KUKLA G.J. 1977) | 188 |
| 93. Krems-lőtér lösszelvénye (FINK J.–KUKLA G.J. 1977) | 190-191 |
| 94. Kärlich-i lösszelvény (Középső-Rajna-mente). BRUNNACKER K. (1984), kibővítve BOGAARD P. van den–SCHMINCKE H.U. vizsgálatai eredményeivel (1988) | 192 |
| 95. Bad Soden (Németország) lösszelvényének TL-datálása (ZÖLLER L. és társai 1988) és rétegtani vizsgálata (SEMMELE A. 1974) | 194 |
| 96. Achenheimi lösszelvény (Franciaország) rétegtana, őskori kultúreléletei és faunája (LAUTRIDOU J.P. 1982) | 196 |
| 97. Normandiai löszök lito- és kronosztratigráfiája (LAUTRIDOU J.P. 1982) | 200 |
| 98. Lengyelországi löszök kronosztratigráfiai tagolódása és összehasonlítása a paleomágneses vizsgálatokkal, valamint az oxigénizotóp-stádiumokkal (MARUSZCZAK H. 1986a) | 201 |
| 99a. A paksi lösszfeltárás és tagolása BACSÁK (1942) szerint (Foto: BACSÁK GY.) | 202 |
| 99b. A paksi löszfal a vasútállomással szemben (Foto: RÓNAI A. 1952. évi őszi állapot) | 203 |
| 100. Tiraszpol, Primorszkoje és Roksolany lösszelvényeinek vázlatos ábrázolása (FINK J. 1976) | 206 |
| 101. A csasmanigari szelvény (Tadzsikisztán) rétegtani tagolása (DODONOV A.E. 1986) | 210 |
| 102. Ősföldrajzi változások az utolsó eljegesedés alatt pedosztratigráfiai és kriopedológiai vizsgálatok alapján (VAN VLIET-LANOË B. 1987) | 217 |
| 103. Időskálák az utolsó glaciális tagolására (összeáll.: PÉCSI M. 1992) | 220 |
| 104. A Würm és Riss löszök rétegtani tagolása (BENTE B.–LÖSCHER M. 1987, ZÖLLER L. és társai 1988, BIBUS E. 1974, BRUNNACKER K.–HAHN J. 1978, ZAGWIJN W.–PAEPE R. 1968) | 223 |
| 105. Magyarország néhány lösszfeltárásának radiokarbon datálása (PÉCSI M. 1975) és a bennük előforduló löszcsigák ökológiai jellege (WAGNER M.) | 226 |
| 106. A mendei lösszfeltárás paleogeográfiai és kronosztratigráfiai tagolási lehetősége újabb relatív és abszolút kortani adatok, a MILANKOVIC-féle glaciális ciklusok és az oxigénizotóp-stádiumok (SPECMAP) figyelembevételére alapján (PÉCSI M. 1992) | 228 |
| 107. Felsőpleisztocén lejtőlössz szelvénye Balatonszabadi-Sóstó vasútállomásnál (MAROS I. S.–SZILÁRD J. 1974, 1988) | 236 |
| 108. Felárkolt Juan-domborzat a Kínai-lösszfennsíkon (Foto: KESZ A.SZ.) | 239 |
| 109. Erőzíosán tagolt Liang domborzat a Kínai-lösszfennsíkon (Foto: KESZ A.SZ.) | 240 |
| 110. Mao domborzat a Kínai-lösszfennsíkon (Foto: WANG Y.) | 241 |
| 111. Liang-mao átmeneti domborzattípusok a Kínai-lösszfennsíkon (Foto: WANG Y.) | 242 |
| 112. Kínai-lösszfennsík, Luochuan-juan (a) és Baotou-liang (b) domborzata és általánosított rétegtani tagolása (kb. 164 km-re É-ra Xiantól; CHENG M. és társai 1985) | 243 |

| | |
|---|----------------|
| 113. Tajuan domborzat: alsópleisztocén lösszel fedett fluviolakusztikus üledékeken képződött folyóteraszok (WANG Y. és társai 1980, WANG Y. 1982) | 244 |
| 114. Lösszel bélelt hegközi medencék általánosított szelvénye (LIU T. 1965) | 244 |
| 115. Teraszos lösz-szurdok (Foto: PÉCSI M.) | 245 |
| 116. A luochuani lösszelvény tagolása LIU T. (1987) szerint | 246 |
| 117. Lényeges rétegtani különbségek a Kínai-lösszfennsík különböző geomorfológiai löszrégióiban (SASAJIMA S.–WANG Y. 1984) | 248 |
| 118. Xifeng (a) és Luochuan (b) lösszelvényeinek magnetosztatográfiai korrelációja (LIU T. 1987) | 249 |
| 119. A xifengi lösszelvény szuszceptibilitás-görbéjének összehasonlítása a V28–23 mélytengeri üledékmag $\delta^{18}\text{O}$ -görbéjével (LIU X. és társai 1987) | 252 |
| 120. A bejuáni lösz-óstalajsorozat kémiai és fizikai paraméterei (LI J.–CHEN F.–KANG J. 1989) | 255 |
| 121. Alföldi lösz (infúziós lösz) Hódmezővásárhelyről; a) rétegtan (PÉCSI M. és SZEBÉNYI E.); b) biosztratigráfia (WAGNER M.) | 260 |
| 122. Hódmezővásárhely téglagyári lösszelvényének paleomágneses elemzése (MÁRTON P.) | 261 |
| 123. Magyarország egyes löszváltozatainak és paleotalajainak szemcseösszetétele (elemzések: BALOGHNÉ DI GLÉRIA M.) | 262 |
| 124. A pleisztocén eolikus üledéksor Debrecen környékén a macsi fűrásban (MOLNÁR B. 1966) | 264 |
| 125. Domsági derázios lösz; kaposvári löszfeltárás (PÉCSI M. 1982) | 268 |
| 126. Fiatal derázios lösz, "völgyi" vagy "derázios lösz típus" (Veszprémi-fennsík, PÉCSI M. 1982) | 269 |
| 127. Basaharci téglagyár lösszelvénye; a Basaharc dupla talajkomplexum (BD ₁ , BD ₂) és Basaharc Alsó (BA) típuselfordulásai, amelyek jól fejlett csernozjom és erdőssztyep-talajok (PÉCSI M. 1977) | 270 |
| 128. Dunaföldvár N° 1 löszfeltárás szelvénye (PÉCSI M. és társai 1979d) | 273 |
| 129. Dunaföldvár (1974) 1-es fűrásszelvény litológiai, pedológiai és paleomágneses értékelése (Elemzés: PÉCSI M., SZEBÉNYI E. és PEVZNER M.A.) | 274 |
| 130. Dunaföldvár lösszelvényeinek korrelációja, paleopedológiai és paleomágneses vizsgálata (PÉCSI M., SZEBÉNYI E., SCHWEITZER F., PEVZNER M., MÁRTON P.) | 276 |
| 131. A mendei téglagyár lösz-paleoszol sorozata (1978-ban) (Foto: PÉCSI M.) | 279 |
| 132. A "Mende bázis" (MB) talajkomplexum, Galgahévíz, vasúti bevágás (Foto: PÉCSI M.) | 280 |
| 133. A paksi téglagyár löszfeltárásának termoluminiscencia (TL) vizsgálata (BORSY Z. és társai 1979, BUTRYM–MARUSZCZAK 1984, WINTLE–PACKMAN 1988 és ZÖLLER L.–WAGNER G.A. 1990) | 281 |
| 134. A paksi téglagyár középső részének löszfeltárása (Foto: PÉCSI M.) | 284 |
| 135. Öreg lösz Paksnál (Foto: MEISEL J.) | 285 |
| 136. A paksi lösszelvény litosztratográfiai és paleomágneses tagolása (PÉCSI M. és PEVZNER M.A. 1974) | 286 |
| 137. Paks és Szekszárd környékén a lösz-paleotalajok sorozata. Az egymáshoz aránylag közeli szelvények között a lösz és a paleotalajok számában hasonlóságok, de számottevő különbségek is előfordulnak (összeáll.: PÉCSI M. és SCHWEITZER F.) | 288–289 között |
| 138. Mátraalji külszíni lignitbánya kronológiai szelvénye (Paleomágneses vizsgálatok: MÁRTON P. Litosztratográfiai és paleopedológiai felvételek: PÉCSI M., SCHWEITZER F., SZEBÉNYI E., BALOGH J. és SZOKOLAI GY. Fauna meghatározások: KRETZOI M.) | 289 |
| 139. Magyarország lösszelvényeinek általános jelmagyarázata | 290 |

ISBN 963 05 6470 X

Kiadja az Akadémiai Kiadó, Budapest

Első kiadás: 1993

© Pécsi Márton 1993

Minden jog fenntartva, beleértve a sokszorosítás, a nyilvános előadás, a rádió- és televízióadás, valamint a fordítás jogát, az egyes fejezeteket illetően is.

A kiadásért felelős az Akadémiai Kiadó és Nyomda Vállalat igazgatója

Szedte az MTA Földrajztudományi Kutató Intézete

Nyomta az Akadémiai Kiadó és Nyomda Vállalat

Felelős vezető: Zöld Ferenc

Budapest

A fedélterv Polgár Mariann munkája

Kiadványszám: I/110

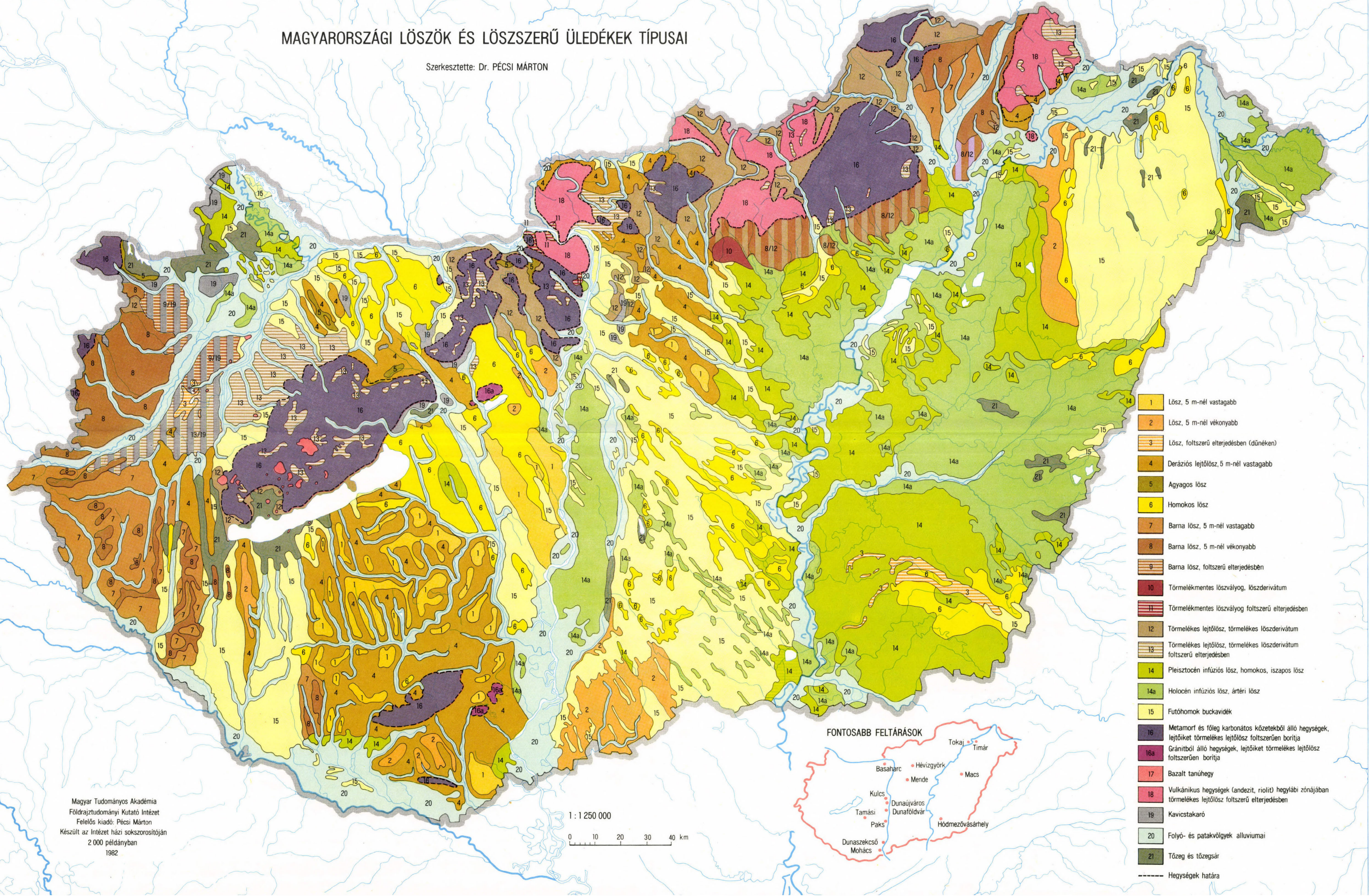
Megjelent 33,6/A/5 ív terjedelemben

HU-ISSN 0139-2875

Printed in Hungary

MAGYARORSZÁGI LÖSZÖK ÉS LÖSZSZERŰ ÜLEDÉKEK TÍPUSAI

Szerkesztette: Dr. PÉCSI MÁRTON



- 1 Löss, 5 m-nél vastagabb
- 2 Löss, 5 m-nél vékonyabb
- 3 Löss, foltszerű elterjedésben (dűnéken)
- 4 Deráziós lejtőlöss, 5 m-nél vastagabb
- 5 Agyagos lösz
- 6 Homokos lösz
- 7 Barna lösz, 5 m-nél vastagabb
- 8 Barna lösz, 5 m-nél vékonyabb
- 9 Barna lösz, foltszerű elterjedésben
- 10 Törmelékmentes löszvályog, löszderivátum
- 11 Törmelékmentes löszvályog foltszerű elterjedésben
- 12 Törmelékes lejtőlöss, törmelékes löszderivátum
- 13 Törmelékes lejtőlöss, törmelékes löszderivátum foltszerű elterjedésben
- 14 Pleisztocén infúziós lösz, homokos, iszapos lösz
- 14a Holocén infúziós lösz, ártéri lösz
- 15 Futóhomok buckavidék
- 16 Metamor és főleg karbonátos kőzetekből álló hegységek, lejtőiket törmelékes lejtőlöss foltszerűen borítja
- 16a Gránitból álló hegységek, lejtőiket törmelékes lejtőlöss foltszerűen borítja
- 17 Bazalt tanúhegy
- 18 Vulkanikus hegységek (andezit, riolit) hegylábi zónájában törmelékes lejtőlöss foltszerű elterjedésben
- 19 Kavicstakaró
- 20 Folyó- és patak völgyek alluviumai
- 21 Tőzeg és tőzegtár
- Hegységek határa

FONTOSABB FELTÁRÁSOK



Magyar Tudományos Akadémia
Földrajztudományi Kutató Intézet
Felelős kiadó: Pécsi Márton
Készült az Intézet házi sokszorosítóján
2 000 példányban
1982

1 : 1 250 000

0 10 20 30 40 km

N6269

MTA FOLDRAZI
KÖNYVTÁR

A 10 fejezetre tagolódó könyv részletes bevezetője (1. fejezete) a jégkorszak kialakulásának okait, körülményeit, jelentőségét és a kutatómódszereket mutatja be a löszképződés szempontjából.

Három fejezet (2–4.) összehasonlító módon elemzi és értékeli a löszök elterjedését, fizikai, kémiai és ásványos összetételét, litológiai tulajdonságait, a löszrétegek közé eltemetett őstalajok, homokrétegek és a szerves életmaradványok szerepét a löszös rétegsorok kronológiai tagolása szempontjából.

Az 5. fejezet a löszök és löszszerű képződmények osztályozásával és a lösz- ill. kvarcsemcsék keletkezését magyarázó főbb elméletekkel és azok kritikájával foglalkozik.

A lösz és a benne eltemetett őstalajok egymással való ciklikus váltakozása kétségtelenül a jégkorszaki klímaváltozásokat tükrözi vissza. A ciklusok számáról, időtartamáról, a paleoökológiai körülményekről különböző magyarázatok, eltérő elméletek születtek. Ezek kritikája és felhasználási lehetőségük elemzése, értékelése a könyv visszatérően sarkalatos témája (6–8. fejezet).

Két esettanulmány (9–10. fejezet) a Kínai-löszfennsík és a Középső-Duna-medence löszeit, többek között a lösz és a negyedkor kronológiai tagolási lehetőségeit veszi számba a legújabb elemzések eredményei alapján. Fontos konklúzió, hogy a felső- és középsőpleisztocén jeges és jégmentes klímaváltozások egymásutánjára, időtartamára a legmegbízhatóbb információt a Milanković-féle időskála, ill. az azzal való összehasonlítás nyújthatja.

A könyvben foglalt sokoldalú ismeretek korszerű szintézisét az oktatók, a témakört kutató geográfusok, geoökológusok, pedológusok, a környezetváltozás rekonstruálását elemző szakemberek és az egyetemi hallgatók is jól hasznosíthatják.